Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen philosophischen Fakultät

der Universität Basel

vorgelegt von

Jacques van Houten

aus Almelo (Holland).

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1929

Diss. Basel
1929.

Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen philosophischen Fakultät

der Universität Basel

vorgelegt von

Jacques van Houten

aus **Almelo** (Holland).

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1929

* 21275

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. A. Buxtorf und Dr. M. Reinhard.

Basel, den 6. Dezember 1927.

Prof. Dr. **F. Fichter**, Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus „Eclogae geologicae Helvetiae", Vol. 22, No. 1, Juni 1929.

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Vol. 22, N° 1. — Juin 1929.

Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore.

Von J. van Houten.

Mit 3 Tafeln (I—III) und 2 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 2
Einleitung 3
I. Stratigraphie:
1. Präcarbonische Gneise und Glimmerschiefer (Grundgebirge) . . . 5
2. Oberkarbon- (und Perm-) Konglomerat von Germignaga 5
3. Perm und Untere Trias 7
4. Mittlere und Obere Trias 8
A. Untere Dolomitserie 8
B. Obere Dolomitserie 10
5. Rhät 13
6. Unterer Lias 16
7. Mittlerer Lias (Domérien) 18
8. Oberer Lias, Dogger und Unterer Malm (Oberliassischer Ammonitico rosso-Radiolarit) 21
9. Oberer Malm, Untere Kreide (Majolica bianca oder Biancone) . . 24
10. Die über der Majolica liegenden Kreideschichten 25
11. Pliocän 25
12. Diluvium 25
II. Gebirgsbau:
A. *Südlicher Gebietsteil* 27
Anhang: Perm der Punta d'Arolo 29
B. *Nördlicher Gebietsteil* 30
1. Nördlicher Sedimentzug 31
2. Südlicher Sedimentzug 32
a) Westlicher Schollenkomplex 32
b) Östlicher Schollenkomplex 33
C. *Zusammenfassung über den Gebirgsbau* 37
Literaturverzeichnis 39

Verzeichnis der Tafeln:[1])

Tafel I: Geologische Karte der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Masstab 1 : 25,000.

„ *II:* Geologische Profilserie durch die Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Masstab 1 : 33,000.

„ *III:* Tektonische Skizze der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Masstab 1 : 50,000.

Vorwort.

Seit Alters her ist der Alpenrand im Gebiete der Oberitalienischen Seen von Geologen viel besucht gewesen, nicht bloss wegen seiner lehrreichen stratigraphischen Profile, sondern namentlich auch wegen seiner interessanten Tektonik. Neuere Arbeiten haben gezeigt, dass der Gebirgsbau in vielen Teilstrecken ein ausserordentlich komplizierter und schwer entwirrbarer ist; es mag in dieser Hinsicht erinnert werden an die Untersuchungen von FRAUENFELDER, SENN und LEUZINGER, sowie an die Studien von DE SITTER, KUENEN und HARLOFF, die neben der Tektonik sich namentlich mit den petrographischen Verhältnissen der am Alpenrand auftretenden kristallinen Schiefer und permischen Eruptivgesteine befassen (siehe Literaturverzeichnis).

Die vorliegende Untersuchung schliesst sich den obengenannten Studien, im besondern derjenigen P. LEUZINGERS an und behandelt das Gebiet zwischen Valcuvia und Val Margorabbia im Osten und dem Lago Maggiore im Westen.

Die Feldaufnahmen wurden durchgeführt in den Jahren 1925, 1926 und Frühjahr 1927 und erstrecken sich über ca. 9½ Monate. Die Verarbeitung des Beobachtungsmaterials und der Belegsammlungen geschah im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel unter der Anleitung von Herrn Prof. A. BUXTORF, der mir sowohl bei der Felduntersuchung, als auch im Institut beim Entwerfen der Tafeln und der Abfassung des Textes wertvolle Anregung und Hilfe angedeihen liess. Ich bin ihm hierfür zu grossem Dank verpflichtet.

Gerne benütze ich die Gelegenheit, auch Herrn Prof. Dr. Th. WEGNER, in Münster (Westfalen), für die erste wissenschaftliche Einführung in die Geologie zu danken.

Zeergeleerde HARLOFF: Het is me een aangename plicht U hierbij dank te zeggen voor Uwe zoo prettige medewerking bij onze gemeenzame excursies en karteerings-werkzaamheden in Italie.

Viele wertvolle Hinweise, die Entwicklung des Mittlern Lias, sowie des Obern Lias und Doggers betreffend, verdanke ich mündlichen Mitteilungen von Herrn Prof. Dr. C. RENZ; ich möchte nicht verfehlen, dies auch an dieser Stelle ausdrücklich hervorzuheben.

[1]) Leider sind auf den Tafeln wegen inkorrekten Vorgehens der holländischen Druckerei einige Verbesserungen anzubringen; jede Tafel enthält die nötigen Hinweise.

Mein Dank gebührt endlich auch meinen Studiengenossen am geologischen Institut zu Basel, an deren freundschaftliche Hilfe ich mich stets gerne erinnern werde, besonders gilt dies gegenüber den Herren Ed. Schlaich und H. Vogel.

Die Belegmaterialien zur vorliegenden Arbeit werden im Naturhistorischen Museum Basel (geologische Abteilung) aufbewahrt.

Einleitung.

Das von mir geologisch kartierte Gebiet liegt auf der SE-Seite des Lago Maggiore und stellt ein Dreieck dar, an dessen Ecken die Ortschaften Luino, Arolo und Cassano (Valcuvia) liegen. (Siehe Tafel I.) Die Ostgrenze des Dreiecks fällt ziemlich genau zusammen mit der Val Margorabbia und die Südgrenze mit der Valcuvia; der Lago Maggiore bildet die Nordwestgrenze.

Die orographische Gliederung ist eine sehr mannigfaltige: im N der Valcuvia erhebt sich eine erste Bergkette, gegliedert von W nach E in den Monte Sasso del Ferro (1062 m), den Monte Nudo (1236 m) und den Monte della Colonna (1203 m), der nach E im Monte San Martino (1087 m) endet und als südlichen Vorsprung den Monte Rossel (978 m) besitzt.

Eine zweite Bergkette liegt nördlich der ersten und wird gebildet von den Pizzoni di Laveno; sie setzt sich nach SW zu bis an den Lago Maggiore fort und endet hier in der Punta S. Michele.

Eine isolierte Bergkuppe bildet der Monte Pian Nave (1058 m), nördlich vom Monte della Colonna gelegen.

Auch die Morphologie weist sehr viel Abwechslung auf, indem neben der Erosion des fliessenden Wassers auch die der diluvialen Gletscher stark in Erscheinung tritt. Die Gletscher haben aber auch mächtige Moränendecken zurückgelassen, mit denen sich stellenweise fluvio- und lacustroglaziale Bildungen kombinieren. Endlich sind im Gebiete des Lago Maggiore alte Strandterrassen und Brandungshohlkehlen vorhanden, welche wichtige Schlüsse über die Geschichte des Sees gestatten.

Das Untersuchungsgebiet entfällt auf die topographischen Blätter: 1. Ghiffa, 2. Germignaga, 3. Laveno, 4. Gavirate der „Carta geografica militare italiana“ im Masstab: 1 : 25.000.

Die Qualität dieser Blätter ist eine sehr verschiedene: während die Blätter Germignaga und Gavirate im allgemeinen eine recht brauchbare topographische Darstellung bieten, lassen Blatt Ghiffa und der nördliche Teil von Blatt Laveno leider sehr zu wünschen übrig, sodass ich zu gunsten der Geologie den Verlauf der Schichten nach Zeichnungen und Kompassvisierungen eintragen musste und mich nicht an die auf der Karte gegebene Darstellung halten konnte. Daraus ergab sich dann allerdings gelegentlich, dass Gesteinsgrenzen,

welche in der Natur über Gräte verlaufen, auf der Karte in Täler zu liegen kommen.

An veröffentlichten geologischen Karten liegen vor: Blatt XXIV der schweizerischen Karte 1 : 100.000, bearbeitet von Negri und Spreafico, und eine „Carta geologica della regione dei Tre Laghi" von Taramelli, im Masstab von ca. 1 : 150.000.

Es erübrigt sich, auf die geologische Darstellung von Blatt XXIV hier näher einzutreten; nur kurz sei bemerkt, dass dasselbe die geologischen Verhältnisse viel zu einfach wiedergibt und namentlich dem sehr komplizierten Gebirgsbau in keiner Weise gerecht wird.

Etwas besser ist die Verteilung der geologischen Formationen auf Taramelli's Karte dargestellt, doch fehlen auch hier die für das Gebiet so bezeichnenden Störungslinien noch ganz.

Dass Quer- und Längsstörungen, nach Art von Brüchen, im Untersuchungsgebiet eine grosse Rolle spielen, hat erstmals J. Zurkirch erkannt, der auf Anregung der Herren Prof. C. Schmidt und Dr. A. Buxtorf 1912-13 in dieser Gegend kartiert hat. Es liegen von Dr. Zurkirch eine geologische Karte 1 : 100.000, ferner die italienischen Kartenblätter 1 : 25.000 mit geologischen Eintragungen und ein zugehöriger ausführlicher Begleittext vor. Diese Materialien sind von ihm anno 1913 im geologischen Institut Basel deponiert worden; durch den bald darauf in Borneo erfolgten Tod ihres Verfassers aber ist eine Veröffentlichung unterblieben. Der Wert dieser Zurkirch'schen Aufnahmen besteht namentlich darin, dass sie die ersten Versuche einer Detailkartierung sind. Es sei hier ausdrücklich festgestellt, dass viele Beobachtungen Zurkirch's von mir bestätigt werden konnten; ich verdanke ihnen manchen wichtigen Hinweis.

Über das von mir untersuchte Gebiet liegen sodann Veröffentlichungen vor von Harada (4), Maggi (12–13), Mariani (14, 15), Parona (17) und Taramelli (26–28). Alle diese Arbeiten befassen sich aber mehr mit der Beschreibung der allgemeinen stratigraphischen und petrographischen Verhältnisse oder mit wichtigen Fossilfunden; die Tektonik wird nur in grossen Zügen behandelt.

Aus neuester Zeit sind dann noch zu erwähnen die Untersuchungen des herzynischen Grundgebirges und der permischen Eruptivgesteine von Ch. Harloff (Universität Leiden, Holland), wobei auch die betreffenden Bildungen meines Gebietes berücksichtigt werden.

Wenn in den letzten Jahrzehnten das Gebiet verhältnismässig wenig von Geologen besucht worden ist, so mag daran der Mangel an Zugangswegen mit Schuld gewesen sein.

Dies hat sich geändert mit den Jahren des Weltkrieges: zu militärischen Zwecken hat man viele Bergstrassen angelegt und dadurch ausgedehnte Aufschlüsse geschaffen in Gegenden, die früher nur wenig erschlossen waren. Ch. Harloff und ich haben daraus grossen Nutzen gezogen.

Leider sind alle diese Bergstrassen auf der Karte unrichtig eingezeichnet: offenbar wurden in die Karten Strassen*projekte* eingezeichnet; die später erstellten Strassen aber weichen von diesen Projekten oft sehr beträchtlich ab.

Da bis jetzt über das Untersuchungsgebiet keine spezielle systematische Beschreibung der Stratigraphie und Tektonik vorlag, und sich ferner ergab, dass manches wesentlich abweicht von dem, was in den östlich angrenzenden Gegenden sich findet, bot die geologische Detailuntersuchung, deren Resultate im Nachfolgenden dargestellt werden sollen, sehr viel Befriedigung.

I. Stratigraphie.

1. Präcarbonische Gneise und Glimmerschiefer (Grundgebirge).

Hierher gehörige Gesteine treten im nördlichen Teile des Gebietes an zahlreichen Stellen auf. Zusammenhängende und frische Aufschlüsse sind aber selten; die günstigsten Untersuchungsverhältnisse bieten die Anschnitte der Strasse Bédero–Roggiano–Brissago, südlich Luino. Ich habe mich bei meinen Aufnahmen des Grundgebirges auf die den triassischen Sedimenten nächstliegenden Aufschlüsse beschränkt, da sich meine Untersuchungen besonders mit diesen jüngeren Sedimenten und dem Gebirgsbau befassen.

Systematische Untersuchung und Kartierung des Grundgebirges hat dagegen Ch. Harloff (N° 5 des Lit.-Verz.) durchgeführt, auf dessen Arbeit hier verwiesen sei; ferner möge an die Arbeit von T. Harada (N° 4) erinnert werden.

2. Obercarbon- (und Perm-) Konglomerat von Germignaga[1]).

Von besonderem Interesse ist ein Konglomerat, welches schon von Taramelli (26, S. 126) und später wieder von Mariani (15) beachtet worden ist, dessen stratigraphische Stellung aber nicht in allen Einzelheiten geprüft wurde.

Es wurde nur südlich Germignaga gefunden, und zwar:

1. Am Ufer des Lago Maggiore, unterhalb der Strasse Luino–Porto Valtravaglia, etwa 1,5 km südlich Germignaga.
2. Zirka 50 m östlich dieser Stelle, oberhalb derselben Strasse, im Bahneinschnitt zwischen den beiden Eisenbahntunneln.

[1]) Anmerkung während des Druckes: Diese Konglomerate von Germignaga werden auch erwähnt in der kürzlich erschienenen Arbeit von Harloff (No. 5); dieser Autor ist geneigt, sie dem Alter nach mit den Konglomeraten von S. Martino (südlich Lugano) zu vergleichen; mit Prof. Buxtorf halte ich sie aber, zum mindesten was die untersten Partien (Schichten b und d des Aufschlusses 3) betrifft, für älter, und stelle sie noch ins *Carbon*.

3. Zirka 150 m östlich dieses Bahneinschnittes, an der höher oben am Berghang verlaufenden Strasse von Germignaga nach Bédero; auf diese Stelle wurde ich zum ersten Mal aufmerksam gemacht durch Prof. A. Buxtorf anlässlich einer am 3. November 1924 ausgeführten Exkursion.

Es lässt sich hier Folgendes beobachten (siehe Figur 1):

a) Gneise des herzynischen Grundgebirges; Streichen: 10 E; Einfallen: 85 W.

b) 1,80 m Konglomerat, allmählich aus diesen Gneisen hervorgehend. Die Komponenten bestehen aus schlechtgerundeten Gneisstücken und eckigen Quarzgeröllen; Streichen: 10 E; Einfallen: 85 W.

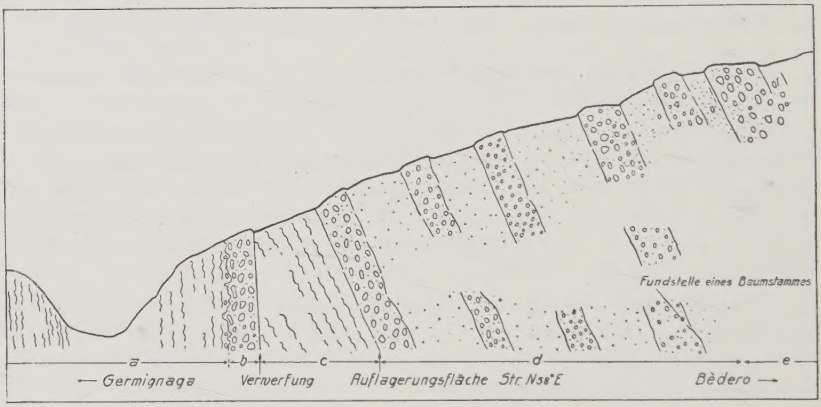

Fig. 1. Profil der Konglomeratbildungen an der Strasse von Germignaga nach Bedero.
(Die Fundstelle des Baumrindenrestes liegt am Unterende des Striches, der vom n von Fundstelle nach rechts abwärts geht.)

c) Gneise des herzynischen Grundgebirges; Streichen: 45 E; Einfallen: 54 SE; vom Konglomerat b durch eine Verwerfung getrennt.

d) Ca. 35 m Konglomerat, ähnlich wie unter b beschrieben, abwechselnd mit groben Sandsteinen (unten Streichen: 46 E; Einfallen: 65 SE; oben Streichen: 56 E; Einfallen: 65 SE. In diesen Schichten wurde an der auf der Figur mit * bezeichneten Stelle ein ca. 10 cm langes und 11 cm breites Stück eines deutlichen Abdruckes einer Baumrinde gefunden, das nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. G. Senn von einer Knorria stammen könnte.

e) Konglomerate, welche ausser Gneis und Quarz noch Porphyr(it)gerölle enthalten; die letzteren Komponenten nehmen nach oben rasch zu und herrschen bald vor.

Die oben unter 1. und 2. erwähnten Aufschlüsse in der Nähe der Strasse Luino–Porto Valtravaglia zeigen nur einen Teil des unter e beschriebenen Konglomerates.

Was nun das *Alter* dieser verschiedenen Konglomerate betrifft, so halte ich — in Übereinstimmung mit Prof. Buxtorf — die unter b und d (Aufschluss 3) beschriebenen, wegen des Fehlens permischen Eruptivmaterials, für carbonisch, und vergleiche sie mit den bekannten Konglomeraten von Manno (nördlich Lugano). Diese Ansicht wird gestützt durch das Auffinden des genannten Baumstammabdruckes, dessen Erhaltung in allen Teilen den Pflanzenresten im Obercarbon von Manno gleicht. Die in Aufschluss 3 aufgeführten Konglomerate e, die auch in den Aufschlüssen 1 und 2 wiederkehren, stelle ich aber schon ins Perm, und zwar wegen der Mitbeteiligung von Eruptivmaterial. Die Konglomeratbildung hätte somit vom Obercarbon bis ins Perm angedauert.

3. Perm und Untere Trias.

Über Perm und untere Trias meines Gebietes kann ich mich mit wenigen Bemerkungen begnügen, denn hierüber hat Harloff genauere Untersuchungen angestellt. Als Regel gilt, dass zwischen dem Grundgebirge und den zum Anisien-Ladinien zu stellenden Dolomiten sich eine wechselnd mächtige Folge von vulkanischen Tuffen und Laven, abwechselnd mit Tonen und Sandsteinen, einschaltet, die wohl vorwiegend zum Perm zu stellen ist, aber in ihrem oberen Teil schon die untere Trias (Servino) repräsentieren kann. Wo sie nicht aufgeschlossen ist, verraten lose Blöcke oder tiefrote Färbung der Moränen oder des Gehängeschuttes ihre Anwesenheit in der Tiefe.

Es existiert aber wahrscheinlich nördlich St. Antonio, einer Häusergruppe auf dem Sattel nördlich des Monte Nudo (vergl. Tafel I), ein kleiner Bezirk, wo permisch-untertriassische Bildungen ganz fehlen, und zwar im Ausstreichen der Schichten auf ca. 800 m Länge. Wohl ist in dieser Gegend nirgends ein direkter Kontakt zwischen Grundgebirge und Triasdolomit aufgeschlossen, weil Gehängeschutt und Moräne Alles dem Auge entziehen; aber doch glaube ich aus folgenden Beobachtungen auf das Fehlen des Perm schliessen zu können: die vielen Bäche, welche den Torrente Froda zusammensetzen, führen gar keine Gerölle der hieher gehörenden Gesteine und es fehlt der Moräne die typische rote Färbung.

Schon wenig weiter nach W zu sind die Permablagerungen aber wieder vorhanden, denn im Bett eines hier entspringenden linken Seitenbaches des Torrente Froda sind Tuffgerölle sehr häufig; auch ist die Moräne wieder intensiv rot gefärbt.

Ein Anschnitt des Baches in dieser roten Moräne wird schon von Taramelli erwähnt und von ihm für anstehendes Perm gehalten; es ist indessen nicht schwierig aus der roten Wand Glazialgeschiebe

herauszupickeln, wodurch der Moränencharakter dieser Bildung erwiesen ist.

Das örtliche Fehlen des Perm bei St. Antonio scheint mir dafür zu sprechen, dass hier eine lokale Erhebung des herzynischen Untergrundes existiert haben muss, welche aus den umgebenden Tuffen und Laven emporragte und von diesen nicht eingedeckt werden konnte.

4. Mittlere und Obere Trias.

Allgemeine Vorbemerkungen.

Der Besprechung der einzelnen Horizonte der mittleren und oberen Trias schicke ich folgende allgemeine Bemerkungen voraus.

Die triassischen Ablagerungen bestehen vorherrschend aus *Dolomiten*, in denen aber Einlagerungen von Mergeldolomiten, Mergelkalken und reinen Kalken auftreten, welch letztere gelegentlich oolithische Struktur zeigen.

Die gesamte Schichtfolge erreicht 700—1200 m Mächtigkeit.

Eine Unterteilung des Komplexes in die einzelnen Stufen: Anisien, Ladinien, Carnien und Norien ist ganz ausgeschlossen, denn es fehlt z. B. die die Grenze zwischen Anisien und Ladinien kennzeichnende Grenzbitumenzone der östlich benachbarten Gebiete [vgl. Frauenfelder (3) und Senn (24)] und ebenso sind die Raiblerschichten nicht oder nur wenig charakteristisch ausgebildet. Auch bezeichnende Fossilien sind keine vorhanden. Immerhin kann ich nach dem allgemeinen Gesteinshabitus eine Einteilung in eine untere und eine obere Dolomitserie vornehmen, welche, jede für sich, im ganzen Gebiet ziemlich gleich aussehen.

A. *Untere Dolomitserie.*

Die untersten Dolomitbänke können direkt den Laven und Tuffen des Perm, wie es Harloff gegliedert hat, aufliegen. An der Untergrenze der unteren Dolomitserie ist meist ein allmählicher Übergang von Tuffen über Sandsteine, Tone oder Mergel in den Dolomit zu beobachten, welcher in den untersten Bänken oft fein brecciös ist und kleine Partikelchen des Liegenden enthält. Überall sind die Dolomite diesen liegenden Schichten konkordant aufgelagert. Nur an einigen Stellen schiebt sich ein Basalkonglomerat, hauptsächlich Tuffkomponenten enthaltend, dazwischen.

An der schon vorhin erwähnten Stelle nördlich St. Antonio transgredierte wahrscheinlich der Muschelkalk direkt auf die Gneise des Grundgebirges. Direkte Aufschlüsse fehlen allerdings.

Meistens fängt der untere Dolomit mit einigen Metern gutgebankter Schichten an, die bald dickbankig bis klotzig werden. Dünnbankige Schichten treten aber immer wieder an den verschieden-

sten Stellen im ganzen Komplex auf. Diese dünnbankigen Schichten zeigen an, dass man es mit der unteren Dolomitserie zu tun hat; sie treten nie auf in der oberen Serie. Es finden sich weisse bis blaugraue, dichte bis grobkörnige, bisweilen kavernöse, in eckigen Stückchen verwitternde Dolomite; die kleinen Hohlräume sind meistens mit Dolomitrhomboëderchen ausgefüllt; auch durchsetzen manchmal Adern von weissem Dolomitspat das Gestein.

Wo frische Aufschlüsse sind, wie es z. B. an den Militärstrassen und in Militärstellungen häufig der Fall ist, beobachtet man fast immer eine mehr oder weniger gute Schichtung. Ist das Gestein tief angewittert, so verschwindet oft jede Schichtung: das Gestein erscheint dann klotzig. Wo es tektonisch stark beeinflusst ist, sind dünnbankige bis plattige Schichten in ein brecciöses Gestein umgewandelt. Manchmal entstand aus fein zerriebenem und wieder verkittetem Material ein völlig klotziges Gestein, in welchem plattige Partien nach allen Richtungen durcheinander liegen.

Man findet alle möglichen Übergänge von Dolomit zu Kalkstein, aber ein typischer Kalkstein ist kaum vorhanden.

Sehr dünnbankige bis blättrige Mergeldolomite bis Mergelkalke finden sich oft im oberen Teile; sie enthalten erbsen- bis faustgrosse, nierenförmige Silexknollen; meistens sind sie stark bituminös und von schwarzblauer Farbe. Bitumen ist überhaupt im ganzen unteren Dolomit mehr oder weniger stark vertreten.

Aufschlüsse:

Das oben erwähnte Basalkonglomerat ist schön zu sehen an der Strasse von Mesenzana nach dem San Martino und auch in den vielen Wegen, welche die Kurven dieser Strasse abschneiden.

Direkt der fluidalen Lava des Perms aufgelagert liegt der Dolomit am W-Hang des Monte Pian Nave und am Abhang südlich des Torrente Rone, welcher Bach westlich San Michele entspringt und bei Porto Valtravaglia in den Lago Maggiore mündet.

Gut aufgeschlossen ist die untere Dolomitserie auch an der Strasse von S. Michele über Alpe Buca nach St. Antonio; kurz vor Alpe Buca findet sich eine mit Encrinus-Stielgliedern erfüllte Bank, und in den darauffolgenden plattigen Mergeldolomiten sammelte ich einige Schuppen eines Ganoïdfisches.

Eine ähnliche Crinoidenbank ist auch an der Strasse von Muceno nach dem Monte Pian Nave aufgeschlossen. An derselben Strasse finden sich auch *Diploporen*, und zwar oberhalb Muceno, wo die ersten Dolomitbänke auftreten, und ebenso an der Südseite des Monte Pian Nave, kurz oberhalb S. Michele. Hier fand ich zwischen den Diploporenbänken auch kleine unbestimmbare Gastropoden und Zweischaler.

An der Strasse, welche von St. Antonio nach den Pizzoni di Laveno führt, sind an zwei Stellen dünnbankige Mergeldolomite aufgeschlossen; im Schutt dieser Aufschlüsse beobachtet man ab und zu schlechterhaltene *Myophorien*, im Anstehenden habe ich die Fossilien aber nicht wiederfinden können. Die Fundorte liegen:

1. auf etwa 750 m Höhe, wo die Strasse in einer Kurve einen Bach quert, und
2. auf und kurz unterhalb der Passhöhe (1045 m), direkt unter dem Gipfel 1107 m (siehe das unter B zu beschreibende Profil, vgl. S. 11).

Dies ist wohl die Stelle, die Taramelli erwähnt unter dem Namen: Alpe Cuvignone; sie wurde wiedergefunden anlässlich einer Exkursion der Basler Geologen mit J. Zurkirch im Frühjahr 1913. Es ist noch zu erwähnen, dass Herr W. Bärri wenig oberhalb Cassano (E–Fuss des Monte S. Martino) einen *Nautilus* fand, der, nach dem Gestein zu urteilen, dem dort anstehenden unteren Dolomit entstammen muss. Das schlecht erhaltene Stück zeigt immerhin deutlich einen breiten, flachen Rücken, der beidseitig von scharfen Kanten begleitet wird; dadurch erinnert das Fossil in hohem Masse an den im germanischen Muschelkalk auftretenden *Germanonautilus bidorsatus*, mit dem es wenigstens dem Genus nach übereinstimmen dürfte.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der untere Dolomit auf Gesteinen der oberen Tuffserie Harloff's aufruht; diese Tuffserie wird von ihm noch zum Perm gezählt. Schichten, welche schon auf den ersten Blick als Werfénien oder Servino zu betrachten wären, sind im Aufnahmegebiet nicht vorhanden. Wohl ist, wie erwähnt, an der Basis an einigen Stellen ein Konglomerat zu beobachten, aber dieses hat als einzige Komponenten wenig gerundete Stücke der oberen Tuffserie; deshalb sprach ich von einem Basalkonglomerat, das ich als Basis des Anisien betrachte, während Harloff diese Konglomerate als Äquivalent des Werfénien auffasst. Ich habe den Eindruck bekommen, dass das Untersuchungsgebiet vor Absatz der Muschelkalksedimente eine wellige Hügellandschaft mit vielen kleinen Seen gebildet habe, welche durch eine langsame Bodensenkung ganz allmählich vom Muschelkalkmeere überflutet wurde. Die ursprünglich wohl als Kalkstein abgelagerten Sedimente wurden dann dolomitisiert, bei welchem Vorgang meistens die Fossilien völlig zerstört wurden. Der Bitumengehalt weist wohl auf Absatz in einem seichten Meeresbezirk.

B. *Obere Dolomitserie.*

Der obere Dolomit fängt an verschiedenen Stellen mit einer Serie roter, grüner und grauer Mergeldolomite an, welche zu einem Lehm von entsprechender Farbe verwittern. An einer Stelle (siehe

das weiter unten beschriebene Profil) sind diese bunten Mergeldolomite 30 m mächtig und bilden eine deutliche Trennung zwischen den liegenden und hangenden Dolomiten; meistens treten sie nur als Einlagerung zwischen den Dolomitbänken auf und sind von wechselnder Mächtigkeit; oft keilen sie ganz aus.

Die Abgrenzung der bunten Gesteine gegen die untere Dolomitserie ist eine ziemlich scharfe; dagegen gehen sie allmählich über in den oberen Dolomit. Noch ziemlich weit in die Serie hinein sind Mergellager zwischen den Dolomitbänken vorhanden.

Ich habe deshalb diese Mergelzone mit zur oberen Dolomitserie gestellt und nenne sie die

Basiszone des oberen Dolomites.

Ich halte es für wahrscheinlich, dass diese aus sandigem, terrigenem Material bestehenden Schichten äquivalent den Raiblerschichten sind, d. h. ins Carnien gestellt werden müssen. Wo aber die Grenzen gegen Ladinien und gegen Norien zu legen sind, ist nicht festzustellen, denn Fossilien habe ich keine gefunden.

Profile der Basiszone:

Das reichhaltigste Profil der Basiszone findet man nordöstlich von Vararo, auf der Passhöhe des Weges Vararo–St. Antonio, zwischen den Pizzoni di Laveno und dem Monte Nudo. Dort ist folgende Gesteinsfolge sichtbar:

6. (oben) x m oberer Dolomit von grauer Farbe, Streichen N 40 E, Einfallen 65 NW.
5. 15 m gelblich-grauer Mergeldolomit } lehmig verwitterte
4. 15 m roter Mergeldolomit } Basiszone.
3. 20 m weisser, gutgebankter unterer Dolomit; im oberen Teile: Streichen N 25 E, Einfallen 60 NW; im unteren Teile: Streichen N 50 E, Einfallen 70 NW.
2. 10 m dünnplattige (z. T. kalkige) Dolomite mit schlechterhaltenen *Myophorien*.
1. (unten) x m dickbankig-brecciöse bis dünnbankige, stark bituminöse Dolomite, gleichfalls zum unteren Dolomit gehörend.

Nach SW hin lässt sich diese bunte Basiszone mit Unterbrechungen verfolgen bis in einen Bach vor den ersten Häusern von Vararo. Von hier nach W zu verschwindet Alles unter Moräne; erst am N-Hang des Monte Sasso del Ferro kann man wieder eine schmale Zone roter Mergeldolomite beobachten, die nach W schräg bergab ziehen gegen eine namenlose Bachrinne zu, die bei Laveno mündet. Vor Erreichen des Baches aber werden die bunten Schichten von einer Verwerfung endgültig abgeschnitten. Gute Aufschlüsse sind nicht

vorhanden, jedoch verraten sich die Mergeldolomite durch herumliegende lose Blöcke bunter Farbe.

Vom Pass zwischen Vararo und St. Antonio nach NE gehend, findet man, etwas oberhalb St. Antonio, 250 m südlich des gleichnamigen Albergo, wieder rote und gelbe Mergeldolomite in Abwechslung mit den grauen Dolomitbänken der oberen Serie. Sie verlieren sich bald darauf unter den Moränen, welche den Sattel von St. Antonio bedecken.

An der Strasse von St. Antonio nach Alpe Buca stehen ungefähr halbwegs, in einer Wegkurve, wieder rote Mergeldolomite an.

Hier kann man folgendes Profil beobachten:

5. (oben) x m grauer oberer Dolomit in Bänken von 20–30 cm, mit roten bis grünen Mergelzwischenlagen, gewöhnlich 5–10 cm mächtig, selten von einer Mächtigkeit bis zu 1 m.
4. 50 cm Schicht roten Hornsteins.
3. 15 m grauer oberer Dolomit.
2. 7 m Basiszone: rote und graugrüne bröcklige Mergelkalke.
1. (unten) x m weisser, unterer Dolomit, in den obersten Schichten etwas brecciös.

Kurz vor Alpe Buca stehen in einem Bach nochmals rote und grüne Mergelkalke an, welche von einem, als Ganzes verrutschten Klotz oberen Dolomites bedeckt sind. Erst am N–Abfall des Monte della Colonna–Monte San-Martino finden sich im Streichen der letztbeschriebenen Basiszone hie und da wieder rote, sandige Mergeldolomite; 1,5 km südwestlich Brissago durchsetzt eine N–S verlaufende Verwerfung dieses Schichtband; die östliche Fortsetzung erscheint um ca. 150 m gehoben.

Am NE–Hang des Monte San-Martino, auf 750 m Höhe, sind dünnplattige Dolomite der unteren Serie aufgeschlossen, welche wieder an Dolomite der oberen Serie angrenzen, mit Bänken von 20–30 cm Dicke. Zwischen diesen Bänken sind von Zeit zu Zeit auch wieder Einlagerungen von roten und grünen lehmigen Mergeln eingeschaltet.

Die Grenze zwischen unterem und oberem Dolomit muss um den E–Hang des Monte San-Martino herumstreichen, wird aber von Bergsturzmaterial verhüllt. Diese Grenzzone wird schliesslich an der W–E verlaufenden Verwerfung von Cantevria abgeschnitten. (Siehe Abschnitt II: Gebirgsbau.)

Ein weiteres Vorkommen von Gesteinen der Basiszone findet man nordwestlich San-Michele. Im Kern einer Synclinale mit steilstehenden Schenkeln, welche von der Serie des Monte Pian Nave durch einen N–S–Bruch getrennt ist, treten rote, sandige Mergeldolomite auf. Diese sind ca. 650 m nordnordwestlich San-

Michele und südöstlich Ligurno in einer Rinne aufgeschlossen, in welcher einer der vielen Seitenbäche des Torrente Rone entspringt (vgl. Tafel I). Wie aus den oben beschriebenen Profilen der Basiszone ersichtlich ist, geht diese allmählich in den oberen Dolomit über; dünne, 5–10 cm, nur selten bis 1 m mächtige rote und grüne, lehmige Mergellager reichen aber weit in den oberen Dolomit hinein und treten sogar in den oberen Partien desselben hie und da auf. Der

Obere Dolomit

ist ein sehr gleichförmig aussehendes, graues Gestein, bald dicht bis feinkörnig, bald gröber bis zuckerkörnig, ab und zu brecciös, seltener buntfarbig mit roten und grünen Flecken.

Weisse zuckerkörnige Schichten treten oft im oberen Teile auf; dort sind an verschiedenen Stellen auch einige Kalkoolithbänke vorhanden, in welchen ich einige kleine gerippte Zweischaler (Cardita?) fand. Sonst erwiesen sich die oberen Dolomite als fossilleer.

Der Dolomit ist immer gut gebankt; die Bänke sind durchweg mindestens 20 cm dick. Im Gegensatz zu der unteren Dolomitserie treten in der oberen Serie, als Ganzes genommen, nie dünnbankige, geschweige denn plattige Partien auf. Vom dickbankigen unteren Dolomit ist der obere aber weder am Handstück, noch in der Natur zu unterscheiden. Im allgemeinen ist der obere Dolomit etwas reicher an Tonbestandteilen, welche Tatsache leicht Anlass gibt zur Überwachsung des Gesteins mit kleinen Flechten und Moosen; daher sieht er, wo grosse Flächen aufgeschlossen sind, etwas dunkler aus als der untere Dolomit; während der untere Dolomit zum Kalkbrennen verwendet wird, ist der obere hiezu nicht geeignet.

Seiner stratigraphischen Lage nach ist der obere Dolomit äquivalent mit dem norischen Hauptdolomit; paläontologische Beweise für diese Gleichstellung fehlen aber.

Gute Aufschlüsse der oberen Dolomitserie findet man an der Militärstrasse zwischen Alpe Perino und St. Antonio, und von dort weiter bis kurz vor Alpe Buca.

5. Rhät.

Vom Rhät ist im Untersuchungsgebiet nur der oberste Teil typisch entwickelt, die Conchodonbänke, welche vorwiegend als reine Kalke ausgebildet sind. Bald folgt dieser Kalk mit allmählichem Übergang über dem oberen Dolomit, d. h. es zeigt sich in der Grenzzone ein Wechsel dolomitischer und kalkiger Bänke (Alpe Perino). In diesem Fall besteht die Möglichkeit, dass diese Übergangsschichten dem unteren und mittleren Teil des Rhäts entsprechen könnten, falls nicht doch eine verwischte Transgression des oberen Rhäts über oberen Dolomit vorliegt. An anderen Stellen ist dagegen eine scharfe

Grenze erkennbar, indem die untersten, den oberen Dolomit überlagernden Rhätbänke rötlich und sandig entwickelt sind (S. Martino); die scharfe Grenze dürfte dann einer Transgression entsprechen. An einzelnen Stellen fehlt das Rhät ganz; dann transgrediert der Lias über oberen Dolomit. (Näheres siehe unten.)

Die Rhätkalke führen hie und da zahlreiche Schalen von Conchodon, die aber fest mit dem Gestein verwachsen sind und nicht herauspräpariert werden können; es dürfte sich um *Conchodus infraliasicus* Stoppani handeln. Die Gesamtmächtigkeit des Rhäts beträgt im Maximum ca. 80 m (Alpe Perino); Kalke herrschen bei weitem vor, z. T. sind sie fein oolithisch; zwischen den Kalkbänken sind gelegentlich dünne, rote und grüne Tonzwischenlager vorhanden. Die Kalke treten in der Landschaft meist deutlich als weisses, vegetationsfreies Felsband hervor. Zur Ergänzung des Gesagten sei hier das Rhätprofil angegeben, das sich an der Strasse S. Antonio–Alpe Perino, kurz vor dem letztgenannten Ort, beobachten lässt:

1. Kombiniertes Profil von drei nahe beieinander liegenden Aufschlüssen[1]):

9. x m blauer, muschelig brechender Liaskieselkalk mit Hornstein;
8. 15 m hellfarbiger bis brauner, im unteren Teil etwas brecciöser, muschelig brechender Liaskalk ohne Hornstein;
7. Linsen braunen, fetten Tones (Terra rossa) mit eckigen Blöcken von 6;
6. 35 m weisser bis rahmgelber Kalk mit unebener Fläche aufhörend gegen 7;
5. 4 m hellbrauner, dichter, feinoolithischer Kalk;
4. 15 m hellbrauner, splittriger Kalk;
3. 1 m Bank mit zahlreichen Exemplaren von *Conchodus infraliasicus*;
2. 25 m weisser bis rahmgelber Kalk, Bänke von 20 cm an;
1. x m oberer Dolomit, in den oberen Partien (etwa 10 m) wechsellagernd mit Bänken 2.

2. An der Strasse Mesenzana–Monte S. Martino auf 800 m Höhe (500 m vor der Passhöhe):

12. x m blauer, muschelig brechender Liaskieselkalk mit Hornstein;
11. 10 m graubrauner, splittriger Liaskalk ohne Hornstein;
10. 22 m blauer, muschelig brechender Liaskalk mit weissem, chalcedonartigem Hornstein und Mergeleinlagerungen zwischen den oberen Schichten;

[1]) Zugleich sollen diese Profile die später, sub 6, zu nennende Liastransgression illustrieren.

9. 50 cm graubrauner, splittriger Liaskalk mit *Pentacrinusstielgliedern*;
8. 1 m rosafarbiger, brecciöser, splittriger Kalk, mit einer Linse von weissem, zuckerkörnigem Dolomit;
7. 1,50 m eisenschüssiger Ton (Terra rossa), unten übergehend in blaugrauen Ton mit eckigen Blöcken von 6;
6. 1,50 m brecciöser, karrig- bis sandig-verwitterter Conchodonkalk mit unebener Oberfläche;
5. 15 m klotziger *Conchodonkalk*, dicht, von rahmgelber Farbe und mit dünnen, roten und grünen Mergelzwischenlagern;
4. 90 cm rotgefleckter, körniger Kalk;
3. 3 m oberer Dolomit;
2. 90 cm rote, brecciöse Dolomitbank;
1. x m oberer Dolomit.

Ein grosser Teil dieses Profiles ist im Frühjahr 1926 von einem kleinen Bergrutsch verschüttet worden.

Fehlen des Rhäts. Wie schon oben erwähnt worden ist, fehlt das Rhät verschiedentlich, und zwar an folgenden Stellen:

1. Zwischen dem W–Grat des Monte Nudo und dem Gipfel des Monte Sasso del Ferro. Am Monte Nudo W–Grat keilt auf etwa 800 m Höhe das Rhät plötzlich aus. Auf kurze Distanz (gut 50 m) ist der oben 70 m mächtige Conchodonkalk auf 0 reduziert. Erst 150 m nordöstlich des höchsten Punktes des flachen Gipfels des Monte Sasso del Ferro setzt mit scharfer Grenze das Rhät auf einmal wieder ein und lässt sich nun mit einer Durchschnittsmächtigkeit von etwa 70 m nach W verfolgen bis zu einer Verwerfung, welche dem Bach, der bei Laveno mündet, parallel verläuft.

2. Weiterhin fehlt der Conchodonkalk im ganzen Komplex der Gipfel und des N–Abhangs der Pizzoni di Laveno. An verschiedenen Stellen sind Aufschlüsse vorhanden, welche zeigen, dass der untere Lias direkt auf dem oberen Triasdolomit transgrediert. An solchen Stellen sucht man umsonst nach dem typischen weissen Band von Conchodonkalk.

Dieses auffallende Fehlen des Conchodonkalkes an den genannten beiden Stellen ist schwierig zu erklären. Eine tektonische Ausquetschung scheint nicht vorzuliegen, denn ich konnte keine Anhaltspunkte dafür finden. Denkbar wäre, dass ursprünglich der Conchodonkalk allgemein vorhanden war, aber an einzelnen Stellen (lokale Aufwölbungen) abgetragen wurde, bevor der untere Lias zum Absatz kam. Es wäre aber auch möglich, dass der Conchodonkalk da, wo er heute fehlt, überhaupt nicht zum Absatz gelangt ist, und dieser letzteren Annahme möchte ich am meisten Wahrscheinlichkeit beimessen.

6. Unterer Lias.

Der untere Lias liegt überall transgressiv der Trias auf; in jungrhätischer bis unterliassischer Zeit scheint das ganze Gebiet über Meeresniveau gelegen zu haben. Mit welcher Liasstufe dann die Transgression erfolgt ist, lässt sich nicht sagen, weil im unteren Teile des Lias keine Fossilien gefunden wurden. Die Transgressionsgesteine sind helle oder bunte, oft brecciöse Kalke mit einer Mächtigkeit von höchstens 15 m. Die Lücke zwischen dem rhätischen Conchodonkalk, bezw. dem oberen Triasdolomit und diesen Kalken ist oft ausgefüllt mit braunem Lehm, welcher an einigen Stellen ganz kleine Bohnerzkörnchen führt und als „Terra rossa" aufzufassen ist.

Wo der Lias direkt über den oberen Dolomit transgrediert, ist er oft im unteren Teile stark dolomitisch; nur die typischen, eckig ausgewitterten Hornsteine verraten, dass man es mit einer dolomitischen Facies des Liaskieselkalkes zu tun hat.

Direkt über den Transgressionsgesteinen folgen dann blaue, muschelig brechende, gutgebankte Kieselkalke, deren Hornsteinlagen und -knauern herauswittern. Der Hornsteingehalt ist wohl Schwankungen unterworfen, fehlt jedoch nirgends ganz. Der Kieselkalk verwittert zu einem braunen Lehm, in welchem von den Hornsteinen noch kleine eckige Trümmer übrigbleiben.

Die gleichförmig entwickelte Folge der Liaskieselkalke erreicht 1000-1500 m Mächtigkeit. Es fanden sich darin, in verschiedenen Niveaus, schlecht erhaltene Fossilien, z. B. kleine *Pecten* und eine *Rhynchonella*.

Über die stratigraphischen Verhältnisse an der Liasbasis und im untern Teil des Kieselkalkes orientieren die nachfolgenden

Spezialprofile der Liastransgression und der Liasbasis (vgl. auch die auf S. 14 beschriebenen Rhätprofile):

Profil 1. Ostseite des Gipfels Monte Sasso del Ferro:

4. (oben) x m blauer Liaskieselkalk mit Muschelfragmenten;
3. 15 m helle Unterliaskalke ohne Hornstein, unten brecciös;
2. anscheinend wechselnd, mächtige (taschenförmige ?) Lage von bohnerzführendem, braunem Lehm (Terra rossa), max. ca. 3 m, die Bohnerzkörnchen erreichen höchstens 2 mm im Durchmesser;
1. (unten) x m weisser rhätischer *Conchodonkalk*.

Wie mir die Anwohner berichteten, hat dieses Vorkommen von Bohnerz am Gipfel dieses Berges den Namen „Sasso del Ferro" veranlasst.

Profil 2. Im Gebiet, in dem zwischen dem W–Grat des Monte Nudo und dem Sasso del Ferro der Conchodonkalk fehlt (vgl. S. 15), ist südöstlich Vararo folgendes Profil aufgeschlossen:

5. x m blauer Liaskieselkalk;
4. 15 m weisser, feinkörniger Liaskieseldolomit;
3. 1 m Bank mit schlechterhaltenen Muscheln *(Pecten)*;
2. 85 m weisser, feinkörniger Liaskieseldolomit, transgredierend über
1. x m weichem, zuckerkörnigem, triassischem, oberem Dolomit.

Profil 3. Am N–Abhang der Pizzoni di Laveno transgrediert der Lias direkt auf dem triassischen oberen Dolomit. Am Seeufer, etwa 700 m nordöstlich Punta delle Ulive ist in einem kleinen Bach Folgendes zu sehen:

5. x m blauer, muschelig brechender Liaskieselkalk;
4. 2 m sandiger, grobkörniger Liaskieseldolomit, nach oben übergehend in 5;
3. 1 m rote Terra rossa;
2. 40 cm grüne, lehmige Breccie; die Unterlage bildet
1. x m fester, triassischer, oberer Dolomit.

Profil 4. Südlich Caldè, auf einem Grat oberhalb Casa Virasca, ist ein schönes Liastransgressionsprofil aufgeschlossen:

8. x m blauer, muschelig brechender Liaskieselkalk, im unteren Teil braun, splittrig und ohne Hornstein;
7. 1 m roter, brecciöser Liastransgressionskalk;
6. 20 cm graue Mergel;
5. 25 cm Linse von Terra rossa, hier und da mit Bohnerzkörnchen;
4. 10 m Linse von rotem, brecciösem Kalk mit Bohnerzkörnchen;
3. 50 cm sehr vergruster Dolomit, nicht durchgehends vorhanden;
2. 75 cm roter, brecciöser Dolomit mit Bohnerzkörnchen;
1. x m triassischer oberer Dolomit.

Eine von der oben beschriebenen, etwas abweichende Ausbildung zeigt

der Unterlias im SW des Gebietes, am Ufer des Lago Maggiore, zwischen Reno und Arolo (siehe Fig. 2, S. 18).

Bei Santa Caterina del Sasso finden sich unten am See blaue, muschelig brechende Kieselkalke, aber in grob brecciöser Ausbildung; etwas höher gehen sie über in normale, gutgebankte, blaue Kieselkalke, welche hie und da, und namentlich nach oben zu, dolomitisch sind. Auf der Höhe, südlich Casa Inquiescio, steht ein weisses, grobkörniges Kieselgestein an, welches von Domérien-Mergelkalken überlagert wird.

Der Unterlias, welcher in einige flache Falten gelegt ist, hat hier nur noch 200–300 m Mächtigkeit.

Etwa 1,5 km weiter nach S ist der Liaskieselkalk nur 100–150 m mächtig und es tritt dort die Untergrenze des Lias ausgezeichnet zum Vorschein: diese wird gebildet von einem etwa 10 m mächtigen

Konglomerat, dessen Komponenten aus ziemlich gut gerundeten Stücken oberen Dolomites, Rhät- und Liaskieselkalk bestehen. Dieses Konglomerat ist direkt dem norischen Oberen Dolomit aufgelagert und ist als Transgressionsbildung aufzufassen. Es sprechen diese Verhältnisse dafür, dass nördlich Arolo, zu Beginn der Liaszeit, schon eine Aufwölbung des norischen Untergrundes bestanden hat, welche erst später von Unterliasablagerungen eingedeckt wurde. Ähnliches hat A. Senn (24) von Arzo und Tremona (westlich Mendrisio) beschrieben.

Die Verbreitung des Konglomerates ist aus nebenstehender Textfigur ersichtlich.

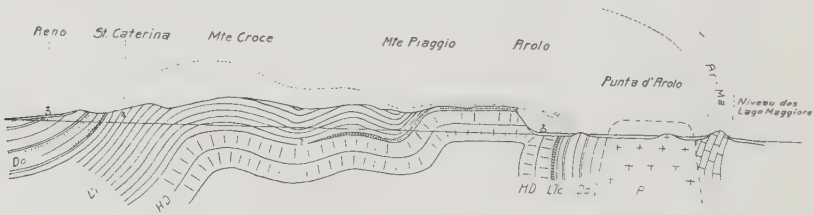

Fig. 2. Profil längs des Ufers des Lago Maggiore zwischen Reno und Punta d'Arolo. Masstab ca. 1: 3636 (1 km = 2,75 cm).

P = Perm von Punta d'Arolo, HD = Norischer Hauptdolomit, LTc = Lias-Transgressionskonglomerat, Ul = Liaskieselkalk, Do = Domérien, Ar—Ma = Ammonitico rosso–Majolica.

Die feinpunktierte Linie unter Mte Croce bezeichnet den mutmasslichen Verlauf der Grenze zwischen Ul und Do.

NB. Im Profil unter Mte Piaggio ist durch ein Versehen des Zeichners die Darstellung unrichtig: die Schichten von Ul sollten leicht discordant gegen LTc ausstreichen; dadurch resultiert ein primäres Auskeilen von Ul.

7. Mittlerer Lias (Domérien).

Die hier als „mittlerer Lias" bezeichnete Schichtenserie deckt sich in ihrem stratigraphischen Umfang wohl nicht genau mit den im Normalprofil des Mittellias vereinigten Zonen. Eine genauere Festlegung der Grenzen gegen den Unterlias bezw. den Oberlias war mangels paläontologischer Grundlagen völlig unmöglich. Als „mittlerer Lias" wird hier also derjenige Teil des Lias bezeichnet, welcher gegen den unteren und oberen Teil des Lias nach lithologischen Merkmalen abgetrennt werden konnte.

Der mittlere Lias geht allmählich aus dem Kieselkalk des unteren Lias hervor. Die gut gebankten blauen Kieselkalke werden etwas toniger und wittern fleckig-braun an (Limonit), der Hornsteingehalt tritt langsam zurück, kann aber überall auch im mittleren Lias wieder auftreten.

Es treten öfters wenig harte, bröcklige Mergelkalke auf, welche häufig unter tektonischen Einflüssen in kleine Falten zusammengestaut sind, im Gegensatz zu dem spröderen und härteren Kieselkalk, der sich höchstens in grössere Falten legen lässt oder aber bricht.

Die festeren, härteren Bänke dieser Mergelkalke finden sehr oft als Bausteine Verwendung; der Kieselkalk eignet sich wegen den unregelmässig verteilten Kieselknollen offenbar nicht zu diesem Zweck.

Die Kalksteinbänke sind durchweg grau, fühlen sich sandig an, enthalten Glimmer und Pyrit und sind, durch Zersetzung des letzteren Minerals zu Limonit, oft rostig braun gefärbt. Ab und zu sind sie von schwach violetter Farbe.

Zwischen die harten, festen Kalksteinschichten schalten sich Mergellager ein, anfangs dünn, dann schliesslich ebenso mächtig wie die Kalksteinbänke, und zwar in regelmässiger Abwechslung mit ihnen.

Höher oben in der Serie treten bis zu 10 m mächtige, rote und grüne Mergelpartien auf; nie aber dominieren diese über die Kalksteinbänke.

Die Mergellager sind von grauer, gelber, grüner und roter Farbe; viele Aufschlüsse erhalten dadurch ein wunderschönes, buntgestreiftes Aussehen.

Im mittleren Lias gelang es mir an einigen Orten schlecht erhaltene Ammoniten zu finden, auf welche ich noch näher eingehen werde.

Sogenannte Fucoiden und ähnliche Gebilde sind im ganzen Komplex nicht selten.

Sehr gut aufgeschlossen ist der mittlere Lias an der Strasse von Cittiglio nach Vararo, ferner in einem Bacheinschnitt etwa 1 km östlich dieser Strasse, welcher auf der Karte 1 : 25,000 als „Valmaggiore" bezeichnet ist.

Ausgezeichnete Anschnitte bietet die Strasse Molino Marianna (Vergobbio)–Arcumeggia. Hier fanden sich in verschiedenen Niveaus Fossilien, und zwar konnte ich Folgendes feststellen:

An der Grenze gegen den Kieselkalk[1]) treten kleine *Belemniten* und, wegen schlechter Erhaltung nicht näher bestimmbare, bis 10 cm lange *Zweischaler* auf (Inoceramen). Ca. 100 m über der Kieselkalkgrenze führen die Kalke schlechterhaltene, flachgedrückte *Ammoniten*, welche sich als *Hildoceras cornacaldense* (Tausch) erwiesen.

Es würde sich somit um das Äquivalent der Schichten 2u der Breggia-Schlucht (Renz [23]), also um oberes Pliensbachien handeln.

Eine weitere fossilführende Schicht liegt ca. 150 m über dem Kieselkalk und enthält zahlreiche Exemplare des *Hildoceras (Arieticeras) Algovianum* (Oppel).

Diese Schichten würden also den Schichten 2o der Breggia-Schlucht, d. h. dem Domeriano entsprechen (Zonen des *Amaltheus margaritatus* und *Peltopleuroceras spinatum*). Es muss aber betont

[1]) Die Grenze gegen den Kieselkalk legte ich da, wo der Hornsteingehalt merkbar zurückgeht und die Kalksteinbänke etwas weicher werden.

werden, dass die lithologische Entwicklung dieser Schichtenserie von derjenigen der Breggia-Schlucht, wo sich gebankte, rote Knollenkalke finden, abweicht. Abgesehen von der anderen Färbung und dem Fehlen der knolligen Struktur sind diese Schichten in meinem Untersuchungsgebiet viel weicher, bröckliger, mergeliger entwickelt und entsprechen, nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. C. Renz, faciell auffallend dem Domeriano von Taormina auf Sizilien; diese Faciesänderung macht sich lokal schon im Generosomassiv bemerkbar. Hieraus könnte man auf eine Verflachung des Mittelliasmeeres nach W zu schliessen, d. h. im westlichen Schenkel der Geosynklinale als Gegenstück zu den Verhältnissen bei Lecco im jenseitigen Schenkel. (Vgl. C. Renz (20): Umgebung von Lecco.) Tatsächlich sind die Ammonitico rosso-Lager des Campo dei Fiori die westlichsten Vorkommen dieser südalpinen Gegend; Herr Prof. C. Renz hat mich auf diese wichtige Tatsache hingewiesen.

Ca. 230 m über der Basis des mittleren Lias treten ziemlich plötzlich Mergelschichten, in Wechsellagerung mit den Kalksteinschichten auf; beide sind 10 bis 15 cm mächtig. Die Mergellager sind bald grün, bald feuerrot und die harten, herauswitternden Kalksteinbänke schwach rot und grün gefärbt. Es dürfte sich hier wohl um die Übergangsschichten zum oberen Lias handeln.

Eine abweichende Facies zeigt der mittlere Lias am Lago Maggiore zwischen Reno und Arolo.

Der hier dem Kieselkalk aufliegende Kalk des mittleren Lias enthält stellenweise feine bis gröbere, brecciöse Einlagerungen, ja sogar auch echte Breccien. Die Komponenten der brecciösen Bildungen bestehen aus z. T. mehrere Centimeter im Durchmesser messenden, eckigen Fragmenten. Die Komponenten scheinen vorwiegend aus schlechtgerundeten Bruchstücken von Liaskieselkalk und diesem entstammenden, kantigen Hornsteinstücken zu bestehen; auch Fragmente von hellem, hornsteinfreiem Liastransgressionskalk sind beigemengt. Diese Erscheinungen kann man sehr schön an den Felsen am Strand, nördlich und südlich des Dorfes Reno, beobachten.

Die brecciöse Ausbildung im unteren Teile des mittleren Lias möchte ich in Beziehung bringen mit der grossen Mächtigkeit dieser Ablagerungen, welche in meinem Gebiete mutmasslich über 300 m beträgt, somit beträchtlich grösser ist als in den östlich benachbarten Gegenden.

P. Leuzinger (11) erwähnt für das Monte Campo dei Fiori-Gebiet für den mittleren Lias eine Mächtigkeit von ca. 60 m; A. Senn (21) gibt für den südlichen Teil der S. Giorgio-Halbinsel ca. 30 m; und A. Frauenfelder (3) für die Breggia-Schlucht rund 100 m Mächtigkeit an.

Die Annahme, dass die plötzlich so auffallend zunehmende Mächtigkeit, welche übrigens im ganzen Mediterrangebiet sonst 100 m nicht überschreitet, durch tektonische Verhältnisse, wie etwa Schich-

tenwiederholung infolge von Faltungen, vorgetäuscht sei, scheint mir nicht wahrscheinlich, weil ich trotz vieler Beobachtungen hiefür nie den geringsten Anhaltspunkt finden konnte. Durch Zusammenpressung und -stauung der weicheren Kalkmergelschichten und Mergelzwischenlager kann ja immerhin die ursprüngliche Mächtigkeit der Schichten eine Zunahme erfahren haben; diese Zunahme kann aber nie bis zum dreifachen Wert führen. Kleinfältelung der härteren Kalksteinbänke wurde nur sehr selten beobachtet. Es wäre dagegen denkbar, dass ein besonders starkes Einsinken des Meeresgrundes in der nächsten Umgebung des westlichen Teiles unseres Gebietes im Anfang der Mittelliaszeit lokale Rutschungen (Solifluktionen) der vorher abgelagerten Sedimente hervorgerufen und die brecciöse Sedimentation bedingt haben könnte. Ich möchte diese Verhältnisse mit ähnlichen Erscheinungen vergleichen, welche C. Renz im adriatisch-ionischen Faciesgebiet von Hellas und Albanien beschrieben hat (21). Durch stetiges, andauerndes Einsinken wäre auch die Möglichkeit für mächtige Sedimentation gegeben.

Ich möchte schon an dieser Stelle hervorheben, dass die gleiche Annahme auch für die im folgenden Abschnitt beschriebenen Gesteine des Oberlias und des Doggers gilt.

3. Oberer Lias, Dogger und Unterer Malm.

Die hieher gehörigen Gesteine möchte ich zusammenfassend behandeln; die Abgrenzung der Abteilungen untereinander ist nämlich recht unsicher und ausserdem sind die Aufschlüsse im untersuchten Gebiet recht spärlich.

Was die Abgrenzung gegen den mittleren Lias betrifft, so muss dasselbe hervorgehoben werden, was oben (S. 18) von der Abgrenzung des mittleren Lias gegen den unteren Lias gesagt worden ist.

Der obere Lias geht unmerklich aus dem mittleren hervor; die Mergellager zwischen den festen Kalksteinbänken nehmen allmählich an Häufigkeit zu.

Ich verweise zunächst auf folgende Detailprofile:

Profil 1. Gut aufgeschlossen ist die Serie vom oberen Lias bis in die Majolica in einer engen Schlucht am Südfuss des Monte Nudo, welche auf dem Blatt Laveno 1 : 25,000 mit „Valmaggiore“ bezeichnet ist (vgl. Tafel I).

Dort kann man beobachten:

6. (oben) x m weisser Majolicakalk mit Hornsteinschnüren und -knollen, ziemlich scharf abgegrenzt gegen:
5. 26 m rote, kieselige Mergelkalke mit Hornsteinschnüren und -knollen, im oberen Teil mehr kalkig ausgebildet, mit ziemlich scharfer Grenze gegen:
4. 15 m splittrigen Radiolarit; grün, rot und gelb, nicht scharf abgegrenzt gegen:

Radiolarit.

3. 35 m harte, kieselige Kalke, dunkelviolett und grün, mit Hornsteineinlagerungen;
2. ca. 5 m harte, dunkelgraue Mergelkalke, Fragmente von Posidonomyen enthaltend;
1. (unten) x m Gesteine des Oberlias bis Mitteldoggers: etwa 20 cm mächtige, harte, graue Mergelkalkbänke wechseln regelmässig mit ebenso mächtigen Schichten roter und gelblich-grüner, feinbröckliger Mergel ab.

Profil 2. Ein anderes umfassendes Profil findet man am Westhang des Monte Sangiano, oberhalb des Dorfes Sangiano. Ein kleiner, in Wasserfällen herunterkommender Bach hat Folgendes entblösst:

6. x m weisser Majolicakalk, mit scharfer Grenze gegen:
5. etwa 10 m rote, kieselige Mergelkalke, gut geschichtet, mit schwacher Andeutung zu Knollenkalkbildung;
4. etwa 6 m roter, splittriger Radiolarit; er sieht aus, als sei er entstanden durch Verkieselung rötlicher Mergelkalke;
3. etwa 15 m violettbunte, harte, kieselige Mergelkalke; an einigen Stellen hat Kieselsäure den Kalk ganz verdrängt. Nach oben zu übergehend in rote Mergelkalke mit etwas weniger Kieselgehalt;

} Radiolarit.

2. 5 m violettbunte Mergelkalke;
1. x m Oberlias-Mitteldogger: Kalke und Mergel in regelmässiger Abwechslung.

Profil 3. Ca. 300 m nordöstlich von dieser Stelle liegen am Weg und am Berggipfel des Monte Sangiano noch einige Aufschlüsse, aus denen sich folgendes Profil kombinieren lässt:

7. x m weisser Majolicakalk mit vielen Hornsteinschnüren und -knollen; im Gegensatz zu den vorigen Profilen liegt er direkt auf:
6. rotem, gelbem und grünem, splittrigem Radiolarit, etwa 6 m nichts aufgeschlossen;
5. mindestens 22 m rote, harte, kieselige Mergelkalke
4. mindestens 3 m rotes Kieselgestein; 10 m Aufschluss unterbrochen;

} Radiolarit.

3. 6 m violettbunte, harte, kieselige, gutgeschichtete Mergelkalke;
2. wenige Meter grüne und violettbunte Mergelkalke; mit Fragmenten von Posidonomyen;
1. x m grauer Kalk, möglicherweise schon Dogger, hier und da mit Kieseleinlagerungen, ohne scharfe Grenze, übergehend in 2.

Diese Schichtenfolge ist deutlich auf der N–Seite des Monte Sangiano, direkt unter dem Gipfel aufgeschlossen.

Was nun zunächst die Ablagerungen des oberen Lias bis mittleren Doggers, welche sich nicht trennen liessen, betrifft, so ist hervorzuheben, dass die typische, feuerrote, mergelige und fossilreiche Facies des oberen Lias, der sog. „Oberliassische Ammonitico rosso", im Untersuchungsgebiet nicht vorkommt. Auf den Kalken des mittleren Lias folgen harte, z. T. kieselige, violettbunte bis grünliche Mergelkalke, welche regelmässig mit ebenso mächtigen, bunten, bröckligen Mergeln abwechseln. Die obersten Mergelkalkbänke, welche meistens einen hohen Kieselsäuregehalt aufweisen, enthalten Posidonomyen.

Der fragmentare Erhaltungszustand dieser aufeinandergepressten Posidonomyenschalen lässt eine nähere Bestimmung nicht zu. Es könnte sich also um *P. Bronni (Voltz)* oder um *P. alpina (Gras)* handeln; insofern bleibt es unsicher, ob die Posidonienführenden Schichten in den oberen Lias oder in den mittleren bis oberen Dogger zu stellen sind. Ich möchte aber, nach der Ansicht von Herrn Prof. C. Renz, die Vermutung aussprechen, dass es sich in unserem Falle um den oberen Posidonomyenhorizont, d. h. allgemein gesprochen, um die Posidonomyengesteine des mittleren bis oberen Doggers handelt. Erstens gleichen die Posidonomyengesteine unseres Gebietes habituell und nach der durchschnittlichen Grösse der Posidonomyen mehr den im Mediterrangebiet (adriatisch-ionisches Faciesgebiet von Hellas und Albanien, Zentralapenninen und Südrand der Alpen, östlich der Adda) weit verbreiteten Posidonomyenhornsteinen des oberen Doggers, und zweitens liegen sie nur wenige Meter unter dem konkordant folgenden Radiolarit.

Es ist sehr interessant, dass in unserem Gebiete der oberliassische „Ammonitico rosso" durch die Facies der harten Kalke mit weichen, bunten Mergelzwischenlagern ersetzt wird. Diese Facies hat also eine gewisse Ähnlichkeit mit den in den Südalpen bei Lecco auftretenden, altersgleichen Ablagerungen (vgl. C. Renz [20]), nur mit dem Unterschied, dass in unserem Gebiete die Schichten des Oberlias mit *P. Bronni (Voltz)* nicht aufzufinden waren.

Der Dogger, der in seiner unteren Partie lithologisch mit dem oberen Lias übereinstimmt und demzufolge nicht von ihm zu trennen ist, enthält in seinem oberen Abschnitt die harten kieseligen Bänke mit Posidonomyen; auch diese Sachlage erinnert lebhaft an die Verhältnisse in der Umgegend von Lecco.

Die faciellen Verhältnisse im Oberlias und im unteren bis mittleren Dogger weisen darauf hin, dass auch in diesem Zeitabschnitt das Meer im Untersuchungsgebiet flacher war als in den Gegenden, in denen der oberliassische „Ammonitico rosso" zum Absatz gelangte.

Was die grosse Mächtigkeit des Schichtenkomplexes des oberen Lias und des Doggers betrifft (die Mächtigkeit beträgt bis zu 450 m), so verweise ich nach dem, was oben S. 20 über die Mächtigkeit des mittleren Lias gesagt worden ist.

Direkt auf der eben beschriebenen Serie folgt nun eine ausgesprochen kieselige Gesteinsserie, welche ich schon dem *Radiolarit* zuzähle. Es sind harte, kieselige Kalke und Mergelkalke von grüner, gelber, violettbunter oder roter Farbe mit Hornsteinschnüren und -knollen. Ab und zu erscheint das Gestein als typischer Radiolarit mit splittrigem Bruch, beim Verwittern in eckige, scharfe, kleine Stücke auseinanderfallend. Die obersten Schichten sind oft etwas ärmer an Kieselsäure und zeigen durchweg rote Farbe.

Radiolarien sind häufig, jedoch von sehr schlechtem Erhaltungszustand: die Kieselsäure ist nachträglich chalcedonisiert, und bei diesem Vorgang ist die Feinstruktur der Radiolarien ganz verloren gegangen. Im Dünnschliff sieht man deshalb nur noch undeutliche, meist scheibenförmige Querschnitte.

9. Oberer Malm—Untere Kreide.

(Majolica bianca oder Biancone.)

Die Majolica besteht aus einem einförmigen, überall gleich aussehenden, weissen Kalkstein. In den untersten Schichten ist er bisweilen noch blassrot, aber meistens ist er scharf von den roten, liegenden Kalken geschieden. Viele feine, schwarze Tonhäutchen durchsetzen in Zickzacktextur das Gestein. Auf die Entstehung dieser Zickzacknähtchen hat E. Blumer hingewiesen (vgl. Alb. Heim [6]).

Im unteren Teile enthält die Majolica noch viele Hornsteinknollen und -schnüre, und auch im ganzen Komplex können diese plötzlich wieder auftreten. Der Majolicakalkstein ist ziemlich hart, bildet im Gelände Steilabhänge und verdeckt mit seinem Schutt meistens die vorhin (Abschnitt 8) beschriebenen, liegenden Schichten.

Gut aufgeschlossen ist die Majolica in der schon genannten Schlucht des Valmaggiore. Dort, wo der Bach die Majolica durchschneidet, ist die Schlucht ganz eng, und nur bei Niederwasser passierbar, aber im Streichen der Schichten hat man beiderseits auf der Höhe den weissen Kalk anstehend.

Ein grösseres Vorkommen ist der Ostgrat des Monte S. Clemente, südwestlich von Cittiglio. Vom Dorfe S. Biagio bis über den Gipfel hinaus sieht man von weitem das weisse Gestein. Ebenso am ganzen Sasso di Pojano, welche Felswand sich zwischen dem Bahnhof Cittiglio und den ersten Häusern von Sangiano erstreckt.

Es ist mir nicht gelungen, in der Majolica Makrofossilien zu finden, nur Radiolarien und Foraminiferen in grosser Menge; bezeichnend ist *Calpionella alpina, Lorenz.*

Eine reiche Radiolarienfauna findet sich in den Silexknollen der Majolica bei Cittiglio. Diese Fauna ist beschrieben worden von Parona (17) und Rüst (Palaeontographica, Bd. 45, 1899).

10. Die über der Majolica liegenden Kreideschichten.

Die etwa 100 m mächtigen, weissen Majolicakalke gehen nach oben allmählich über in mehr dünnbankige Schichten, zwischen denen Mergellager von graugrüner Farbe auftreten. Die mehr dünnbankigen weissen Kalke sind den Majolicakalken sehr ähnlich, nur sind sie etwas dunkler gefärbt. Auch enthalten sie noch Hornsteinknollen und -schnüre. Die Mergellager bleiben nur wenig mächtig und dominieren nirgends über die Kalksteinschichten.

Das einzige ausgedehntere Vorkommen dieser Gesteine im untersuchten Gebiet zeigt sich am Sasso di Pojano, wo sie den Kern einer Mulde bilden, die sich vom Bahnhof Cittiglio nach Sangiano zieht. Genaueres über die speziellere Stratigraphie und die Mächtigkeit lässt sich nicht aussagen, da die Aufschlüsse sehr spärlich sind.

Es dürfte sich um die untersten Schichten der Oberkreide (Scaglia) handeln.

11. Pliocän.

Das einzige Vorkommen von wahrscheinlich pliocänen Bildungen liegt am SE-Rande des Aufnahmegebietes und bildet den Kirchenhügel von Caravate. Es handelt sich um Konglomerate, welche dem pliocänen Ponteganakonglomerat der Gegend von Chiasso verglichen werden können. P. Leuzinger (11) hat dieses Vorkommen näher beschrieben, sodass ich auf seine Angaben verweisen kann.

12. Das Diluvium.

Über die diluvialen, im besonderen die glazialen Bildungen im Untersuchungsgebiet habe ich keine systematischen Untersuchungen angestellt, denn derartige Studien müssten sich auf ein weiter ausgreifendes Gebiet erstrecken; ich verweise auf die Abhandlungen von L. Maggi (12, 13), die sich eingehend mit diesen Fragen befassen.

Es steht fest, dass das ganze Gebiet von den diluvialen Gletschern bedeckt worden ist; nur die höchsten Gipfel sind eisfrei geblieben. Im N hat das Eis den Monte Pian Nave ganz eingedeckt, denn auf dessen zwei Gipfeln (1058 m und 1037 m) liegen erratische Blöcke. Über das Eis hinausgeragt haben dagegen die etwas südlicher liegenden Gipfel des Monte della Colonna (1203 m), Monte San Martino (1087 m), Monte Nudo (1235 m), der höchsten Pizzoni di Laveno und des Monte Sasso del Ferro (1062 m). In diesen letztgenannten Berggruppen bekleiden die Moränen bis auf ca. 800 m Höhe die Hänge, und zwar namentlich auf der N-Seite; die im Allgemeinen steileren S-Hänge

(den Monte Nudo-S-Hang ausgenommen) sind grösstenteils frei von Moränen.

Die Eisbedeckung unseres Gebietes erfolgte hauptsächlich durch den Tessingletscher, mit welchem, nach Maggi, im E der Ceresiogletscher in Verbindung gestanden hat; weiter südlich käme noch der Tocegletscher in Betracht, der, nach Maggi's Angaben, den Lago Maggiore von Pallanza nach SE zu überquert hat.

In der Val Margorabbia hat, nach Maggi, beim Rückzug der Gletscher nach dem Höchststande eine Gletscherzunge noch längere Zeit weiter bestanden und in den alten, breiten Talboden ein schmäleres U-Tal erodiert. Demzufolge erscheinen hier die Seitentäler ausnahmslos als hangende Täler. Dies tritt in der Landschaft deutlich in Erscheinung: auf ca. 500 m Höhe sind beiderseits der nördlichen Val Margorabbia die Berghänge plateauförmig erweitert. Auf diesen Plateaus, die dem alten Talboden entsprechen, liegen im W die Dörfer Roggiano und Brissago, im E die Ortschaften Montegrino und Bosco Valtravaglia. Das Plateau selber ist von älteren Moränen bedeckt, aus welchen zahlreiche, aus Gneis bestehende, vom Gletscher gerundete, flache Hügel emporragen. Fels und Moränen sind für Wasser undurchlässig, und so sind hier die Bedingungen gegeben zur Entstehung zahlreicher Torfmoore.

Auf folgende interessante Verhältnisse aber möchte ich noch besonders aufmerksam machen:

Wo im N des Plateaus von Roggiano der Torrente Giovanni, der bei Germignaga in den Lago Maggiore mündet, nordwärts fliesst, muss früher ein breiteres und tieferes Tal bestanden haben, denn der oben genannte Bach hat, wenigstens im mittleren und unteren Teile seines Laufes, nirgends den Felsuntergrund entblösst, obwohl er sein Bett sehr tief in die Moränen eingegraben hat. Steile Moränenwände, deren Material nachträglich etwas verkittet wurde, sodass man fast von einem Konglomerat sprechen kann, begleiten den Bach. Sehr interessant ist, dass zwischen diesen Moränen auch lacustroglaziale Sande und Tone in grosser Mächtigkeit auftreten, und zwar zeigen diese Tonschichten und eingeschalteten Konglomeratlager z. T. sehr steile Aufrichtung, ab und zu begleitet von intensiver Kleinfältelung. Anlässlich einer gemeinsam mit Professor Buxtorf ausgeführten Exkursion ergab sich, dass diese gestörte Lagerung der ehemals offenbar in einem lokalen glazialen Stausee abgelagerten Tone nur auf Stauchungsfältelung, erzeugt durch den wieder vorrückenden Gletscher, gedeutet werden darf.

Aus diluvialer Zeit stammen auch die im nordwestlichen Teile des Gebietes, zwischen Germignaga und Caldè, auftretenden Seeterrassen; z. T. sind diese von Moränen überdeckt, sodass sie wohl einer Interglazialzeit angehören dürfen. (Vgl. Penck (18) und Ch. Harloff [5]).

Nach Rückzug der Gletscher haben sodann zweifellos verschiedene grössere *Bergstürze* stattgefunden. Ein Sturz- und Rutschgebiet finden wir am W–Hang des Monte Pian Nave, direkt nordwestlich S. Michele und am E–Hang desselben Berges südwestlich Roggiano. Das Material ist hier unterer Dolomit; dieser ist flach den permischen Tuffen aufgelagert, deren weiches Material unterhöhlt wurde und Anlass gab zum Nachstürzen des Dolomites. Ebenfalls aus unterem Dolomit bestehen die Bergstürze nordöstlich und nordwestlich S. Antonio: das Material stammt von steilstehenden Dolomitbänken, deren Liegendes, die Permtuffe und herzynischen Gneise, viel weicher sind und wegerodiert wurden. Ein grosser Bergsturz aus oberem Dolomit bedeckt den E–Hang des Monte S. Martino; der Blockschutt reicht bis kurz oberhalb Cassano.

II. Gebirgsbau.

Zur Beschreibung der sehr komplizierten tektonischen Verhältnisse wählen wir als Unterlage am besten Tafel III: *Tektonische Skizze der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore*, die ich entworfen habe auf Grund der geologischen Kartierung; ferner sei auf die *Profilserie*, Tafel II, und die *Geolog. Karte*, Tafel I, verwiesen.

Wie Tafel III zeigt, kann das Gebiet nach seinen strukturellen Grundzügen zerlegt werden in einen *Südteil* und einen *Nordteil*. Der Südteil ist gekennzeichnet durch West–Ost-streichende Faltung, die nur wenig von Brüchen beeinflusst ist, im Nordteil dagegen spielen Brüche die Hauptrolle, so dass eine Zerlegung in zahlreiche Schollen entsteht.

A. Südlicher Gebietsteil.

(Kette: Monte Sasso del Ferro–Monte Nudo–Cuveglio, und südlich vorgelagertes Gebiet.)

Der *Nordrand* des südlichen Gebietsteiles wird durch die vorwiegend aus Liaskieselkalk bestehende Bergkette gebildet, die von Laveno am Lago Maggiore nach E rasch ansteigt zum Monte Sasso del Ferro. Jenseits des Quertales Vararo–Cittiglio setzt sich die Kette fort im Monte Nudo; hierauf folgt das Quertal von Arcumeggia–Vergobbio. Weiter nach E tritt die uns beschäftigende Bergkette wenig hervor; der ihr angehörende Liaszug reicht aber nach E ununterbrochen bis gegen Cuveglio (vergl. auch Tafel I). Unter dem Lias tritt am N–Hang der erwähnten Bergkette noch die zugehörige Trias, vom Muschelkalk bis zum Rhät, hervor.

Es sei hier noch kurz hingewiesen auf eine eigentümliche Erscheinung, welche das Rhät am W–Kamm des Monte Nudo erkennen lässt. Es zeigt sich hier eine lokale Verdoppelung des Rhäts: ein südliches Rhätband lässt sich kontinuierlich durch-

verfolgen, während ein isoliertes nördliches Rhätvorkommen ganz im Oberen Dolomit steckt. Ich möchte annehmen, dass das nördliche Rhät durch einen lokalen Bruch vom südlichen abgedrückt worden ist.

Trias und Lias sind am Sasso del Ferro und Monte Nudo steil aufgerichtet, und zwar herrscht steiles Nordfallen, d. h. leichte Überkippung vor. (Siehe tekt. Skizze und Profile 14–6.) Erst im E, bei Duno (Profil 4) zeigt der Liaskieselkalk wieder normale Lagerung und weist oberhalb Cantevria (vergl. Tafel I) flaches W–Fallen auf; demzufolge treten beim letztgenannten Ort das Rhät und der liegende obere Dolomit als Kern einer lokalen, flachen Aufwölbung zu Tage. Diese kleine querfaltenartige Anticlinale — man könnte sie *Querfalte von Cantevria* nennen — ist aus der tektonischen Skizze (Tafel III) gut ersichtlich.

Über dem Liaskieselkalk folgt nach S zu konkordant das viele Hundert Meter mächtige Domérien, welches den Südfuss der oben beschriebenen Bergkette bildet und sich von Vergobbio (im E) über Cittiglio und Mombello westwärts bis an das Ufer des Lago Maggiore (zwischen Cerro und Reno) verfolgen lässt. Zwischen S. Biagio und Sangiano tritt noch das Hangende des Domérien, die Oberlias- bis Untermalmserie und die Majolica auf. Von Zuigno bis Brenta sind diese Gesteine allerdings von Quartärbildungen verdeckt; sie treten aber nördlich und südlich letztgenannten Ortes zu Tage (vergl. Tafel I).

Hervorzuheben ist, dass der Südteil, als Ganzes genommen, *eine grosse Synklinale* darstellt, deren aus Majolica gebildeter Kern östlich Cittiglio eine nach W axial aufsteigende Doppelmulde bildet (vergl. Tafel III und Profile 10 und 11). Die weniger tiefe *nördliche Teilmulde S 1* streicht schon bei Cittiglio westwärts in die Luft aus. Die *südliche Teilmulde S 2* aber setzt sich nach W zu weiter fort und bildet die Monti S. Clemente (521 m) und Sangiano (541 m) im N und den Sasso di Pojano im S.

Diese *südliche Teilmulde* wird sehr wahrscheinlich südöstlich von Cittiglio von einem Querbruch betroffen, der aber nicht direkt zu beobachten ist, sondern sich aus dem Streichen der Oberjura–Majolicagrenze ergibt (vgl. Tafel I und III). Wie Tafel I angibt, vermute ich diese SSE–NNW gerichtete Störung etwa da, wo der Torrente Boesio quer durch die Mulde fliesst; westlich dieser Störung läge die Mulde etwas tiefer.

In diesem abgesunkenen westlichen Teile gabelt sich die Synklinale nach W nochmals in zwei Äste, S 2 a und S 2 b der Tafeln II und III, behält aber den westlichen Axialanstieg bei (vgl. Profil 13–15). Der nördliche Synklinalast S 2 a wird sehr wahrscheinlich wieder von einem SE–NW gerichteten Bruch gequert, den ich direkt östlich des Gipfels Monte S. Clemente voraussetze; zu beiden Seiten des Bruches ist das Streichen ein verschiedenes. Der Bruch hat eine

Hebung der westlichen Fortsetzung der tieferen, nördlichen Teilmulde S 2 a bedingt.

Die Majolica beider Muldenäste streicht östlich des Dorfes Sangiano endgültig nach W in die Luft aus.

Das westliche axiale Ansteigen der ganzen gefalteten Domérien-Majolicaserie hat zur Folge, dass am Ufer des Lago Maggiore, zwischen Reno und Arolo der Liaskieselkalk wieder zu Tage tritt in einer Reihe von leichtgewölbten Falten, welche die oben beschriebenen Falten in der Majolica abspiegeln. Diese Faltungen sind oben in Textfigur 2 (S. 18) dargestellt worden.

Aus dieser Figur ist auch ersichtlich, dass nach S zu der gefaltete Lias von Santa Caterina del Sasso in direktem Zusammenhang steht mit dem Liasgewölbe, dessen Kern der Monte Piaggio, nördlich Arolo, bildet und dessen Südschenkel aus Domérien, Oberlias–Untermalmschichten und Majolicakalken besteht. Die Majolicafelswand westlich Monvalle ist das jüngste Glied dieser Serie; sie taucht unter die alluvialen Bildungen, welche das südlich angrenzende Terrain bedecken. In der oben erwähnten Figur 2, welche die Verhältnisse des Seeufers wiedergibt, erscheint allerdings zwischen Domérien und Majolica ein keilartiger Klotz von Perm zwischengeschaltet; auf die Bedeutung dieses Vorkommens wird unten noch einzutreten sein.

Wenn wir aus dem Gesagten versuchen, die *tektonischen Leitlinien* des *Südteils* abzuleiten, so ergibt sich Folgendes:

Die grosse Synklinale, welche den Grundzug bildet, ist schon von früheren Autoren (Taramelli) als *Valcuvia-Synklinale* bezeichnet worden; sie streicht nach NE weiter und bildet am Luganersee die *Mulde* des *Monte San Salvatore* (Näheres siehe in Leuzinger [11]).

Als jüngste Ausfüllung der Valcuvia–Synklinalzone finden wir im E und SW von Cittiglio die Majolica, welche intensive Faltung zeigt; über das Verhalten der hier erkennbaren Teilmulden (S 1, S 2 [S 2 a und S 2 b]) orientieren die tektonische Skizze und die Profile. Ich vermute, dass die Synklinalen S 1, S 2a und S 2b sich weiter erkennen lassen im Lias von S. Caterina del Sasso. Die südlich von S 2 b auftretende Antiklinale aus oberem Dolomit und unterem Lias wäre aufzufassen als westliche Fortsetzung der bei Gemonio untertauchenden breiten *Antiklinale des Campo dei Fiori.*

Als *Anhang zu dem Südteil*, eigentlich als Anhang zum ganzen Gebiete, muss noch ein kleines Gesteinsvorkommen erwähnt werden, welches südlich Arolo die *Punta d'Arolo*, am Seeufer gelegen, bildet und auf Fig. 2 (S. 18) dargestellt ist.

Es handelt sich um ein ganz isoliertes Vorkommen von *Perm*, und zwar von permischen Tuffen, welche mit den Gesteinen des S-Schenkels der Campo dei Fiori–Antiklinale, in deren Streichen sie sich befinden, in keinerlei tektonischen Beziehungen stehen. Von dieser Antiklinale müssen sie getrennt sein durch Verwerfungen,

deren Verlauf ich, wegen des Fehlens von Aufschlüssen, nicht genau feststellen kann, die aber das Perm im E und NE gegen die normal von NE heranstreichende Folge Domérien–Radiolarit abschneiden müssen.

Will man dieses Permvorkommen in einen allgemeinen Zusammenhang bringen, so liesse es sich am ehesten in Beziehung setzen zu den ausgedehnten, ca. 10 km weiter im SW liegenden Eruptivgesteinen, die nördlich Arona an beiden Ufern des Lago Maggiore auftreten; das heute isoliert erscheinende Perm der Punta d'Arolo könnte als NE-Zipfel des Permgebietes von Arona aufgefasst werden; es hätte dann ehemals das Perm in dem Gebiete, das heute zwischen Arolo und Arona vom See eingenommen wird, eine grosse Verbreitung gehabt.

Durch eine grosse Störungslinie, die wir später als Längsstörung von Laveno–Cantevria noch näher zu besprechen haben werden, ist der

B. Nördliche Gebietsteil

vom südlichen getrennt. Der nördliche Gebietsteil zeigt folgende orographische Gliederung: Im SW erhebt sich die Kette der Pizzoni di Laveno, an welche nach E zu der N-Fuss des Monte Nudo anschliesst. Dann folgt das Quertal von Arcumeggia-S. Antonio, welches im E begrenzt wird durch die Bergkette Monte della Colonna–Monte S. Martino. Der letztgenannte Berg endet nach E am tiefen und breiten Quertal der Margorabbia. Der Bergkette Monte della Colonna–S. Martino im Norden vorgelagert liegt der Monte Pian Nave. Dieser Berg fällt nach W und N mit ziemlich gleichförmigen Böschungen gegen den Lago Maggiore ab, und trägt auf seinem N-Abhang den Hügel der Canonica di Bédero.

Nach meinen Untersuchungen ist der *nördliche Teil* unseres Gebietes tektonisch ein *Schollengebirge*, und wir werden dessen Bau am besten verstehen, wenn wir die einzelnen Schollen für sich betrachten und nachher den Zusammenhang derselben untereinander besprechen.

Zunächst ist aus der tektonischen Skizze sofort ersichtlich, dass im Nordteil die Sedimente zwei scharf geschiedenen Zonen angehören: Ein nördlicher Sedimentzug streicht als scharf begrenztes Band bei der Canonica di Bédero von W nach E, d. h. vom Lago Maggiore zur Val Margorabbia. Die *südliche*, viel breitere *Sedimentzone* bildet die Pizzoni di Laveno, den Monte Nudo–Nordfuss, Monte Pian Nave und Monte della Colonna–Monte S. Martino.

Der nördliche Sedimentzug (Profile 1 und 4)

erscheint als ein, aus steilstehenden, anisisch-ladinischen Dolomiten zusammengesetzter Keil, welcher längs zwei ziemlich parallel verlaufenden W–E-Verwerfungen tief zwischen herzynische Gneise eingesenkt ist. Die Fortsetzung des Keils nach W zu ist verdeckt durch den Lago Maggiore; nach E zu lässt er sich verfolgen in das Tresatal bis Cremenaga. Über diesen östlichen Teil hat Ch. Harloff (5) neuerdings genaue Daten gegeben. Während im Tresatal am Aufbau des Keils grösstenteils mächtige Permablagerungen sich beteiligen, treten im Teile zwischen der Val Margorabbia und dem Lago Maggiore vorwiegend anisisch-ladinische Dolomite auf. Nur ein kleines Vorkommen von Carbon- und Permgesteinen findet sich im NW, an den Strassen von Germignaga nach Porto Valtravaglia, resp. nach Bédero; nähere Angaben hierüber sind im stratigraphischen Abschnitt (S. 5—7) gemacht worden. Im W, d. h. zwischen dem See und der Canonica di Bédero, weist die Triaszone eine Breite von 800 m auf und verschwindet östlich der Canonica mit dieser Breite unter mächtigem Quartär. Da, wo ca. 1 km weiter im E, bei Casa Fioroli und Casa Passera der Sedimentkeil wieder auftaucht, ist er nur noch 350 m breit. Ich möchte vermuten, dass das breite westliche und das schmale östliche Teilstück von einander getrennt sind durch eine Querstörung, die möglicherweise als nördliche Fortsetzung eines grossen S–N-Bruches aufzufassen wäre, welche dem Ostfuss des Monte Pian Nave folgt (vgl. tekt. Skizze, Tafel III). Ein strikter Beweis hiefür lässt sich aber wegen der ausgedehnten Quartärdecke nicht erbringen.

Über den breiten Westteil ist noch Folgendes zu bemerken: da die Breite des Dolomitkeiles hier grösser ist als die normale Mächtigkeit des unteren Dolomites, so muss angenommen werden, dass der mitteltriadische Dolomit hier durch sekundäre Störungen (Faltungen, Brüche) betroffen wird; eine in den Dolomit hineinstreichende Verwerfung ist denn auch zu beobachten im NW, zwischen dem Konglomerat von Germignaga und dem unteren Dolomit.

Wie oben erwähnt worden ist, erscheint der nördliche Sedimentzug, als Ganzes genommen, als keilförmig versenkte Zone, und es ist sehr wohl möglich, dass diese Zone primär den Charakter eines schmalen Grabens an sich trug. Die Verhältnisse aber sind jedenfalls durch nachträgliche Zusammenpressung mannigfaltig verändert worden, sodass es, namentlich auch wegen der ungenügenden Aufschlüsse, unmöglich ist, den Verlauf der tektonischen Vorgänge, die zum heutigen Bild geführt haben, eindeutig zu rekonstruieren.

Der südliche Sedimentzug.

Auch in diesem Gebietsteil ist der geologische Bau ein sehr komplizierter, indem sich *Quer-* und *Längsbrüche*, verknüpft mit *intensiver Aufrichtung* und *Faltung* der Schichten, feststellen lassen.

Um die Beschreibung zu erleichtern, möchte ich eine Trennung in einen *westlichen* und einen *östlichen Schollenkomplex* vornehmen. (Vgl. Tafeln I und III.)

a) Der westliche Schollenkomplex.

Dieser umfasst das Gebiet von der Punta S. Michele im W, über die Pizzoni di Laveno, bis an die Rocca di Caldè im N.

Wie aus den Profilen 10–18 ersichtlich ist, besteht dieses Gebiet aus einer steil aufgerichteten Trias-Liasserie, deren jüngste Schichten (Domérien) nordöstlich Laveno Muldenbau erkennen lassen (Prof. 17). Weiter nach E zu geht der S-Schenkel der Mulde verloren, und zwar wird er schief abgeschnitten durch die grosse, ungefähr WSW–ENE verlaufende Störung, deren Spur wir, allerdings mit Unterbrechungen, von Laveno bis Cantevria verfolgen können und die ich deshalb *Laveno–Cantevria-Störung* nenne (LCS der tekt. Skizze Tafel III).

Der steil N-fallende, also deutlich überkippte *Mulden N-Schenkel* wird gebildet von der Serie Unterlias bis Muschelkalk. Der harte Liaskieselkalk bildet den scharfen Kamm der Pizzoni di Laveno (Profile 11, 12, 13), der Muschelkalk den bekannten Vorsprung der Rocca di Caldè (Profil 11).

Dieser N-Schenkel kann keinen einfachen Bau besitzen, sondern muss durch mehrere Querbrüche in Schollen zerlegt sein (vgl. tekt. Skizze, Tafel III). Diese Störungen können aber, wegen der mächtigen Quartärdecke, meist nicht direkt gefasst werden, sondern lassen sich nur ableiten aus dem wechselnden Streichen des unteren Dolomites in den Aufschlüssen am Seeufer zwischen Sasso Sciseno und Sasso Galletto (vgl. Tafel I). Nach SE zu verlieren sich diese Querbrüche in der mächtigen Liasmasse der Pizzoni. Aus Mangel an genügenden Aufschlüssen muss ich es unentschieden lassen, ob wir es bei diesen Querstörungen mit mehr oder weniger vertikalen Verwerfungen oder aber mit Blattverschiebungen zu tun haben.

Die Südgrenze des westlichen Schollenkomplexes wird durch die schon oben erwähnte Längsstörung Laveno–Cantevria gebildet. Sie lässt sich zum ersten Mal fassen nordöstlich oberhalb Laveno, wo die Domérienmulde südwärts direkt anstösst an die untersten zum Monte Sasso del Ferro gehörenden Kieselkalkbänke (Profil 15 und Tafel I). Weiter gegen E zu erscheint in normaler Folge die zum Kieselkalk der Sasso del Ferro-Masse gehörende Serie

Rhät, Oberer Dolomit und *Unterer Dolomit;* sie stösst sukzessive gegen das nach E ausspitzende Domérien (Profil 14–11).

Die Bruchfläche ist westlich Casere (vgl. Tafel I) im dortigen Bachbett sehr gut aufgeschlossen und zeigt an dieser Stelle N65E-Streichen und fällt mit nur 40 nach NW.

Das Auftauchen der Trias der Sasso del Ferro-Serie und das Auskeilen des nördlich anstossenden Domérien deuten darauf hin, dass von W nach E axiales Aufsteigen stattfindet.

Der mächtige Liaszug der Pizzoni di Laveno aber hat nach E zu keine Fortsetzung. Zunächst schneidet nordöstlich Vararo die Laveno-Cantevria-Störung die Kieselkalkbänke der Pizzoni schief ab; bei Alpe Cuvignone (Tafel I) stösst sodann auf diese Störung ein fast N–S gerichteter Bruch; entlang diesem Bruch hört der Lias der Pizzoni auf, d. h. er streicht aus gegen Unteren Dolomit. Diesen N–S, d. h. mehr quer zum Gesamtstreichen, gerichteten Bruch nenne ich *Querstörung von Pessina*, denn sehr wahrscheinlich biegt diese Querstörung, in ihrem Verlaufe nach N zu, etwas nach W ab, verläuft unter der Ortschaft Pessina und steht im Zusammenhang mit dem Bruche, der die Rocca di Caldè nach NE abschneidet, sodass deren unterer Dolomit (Str. N 25 E, F. 80 W) fast direkt anstösst an kristalline Schiefer (Aufschlüsse im Bahneinschnitt). Dieser „Querbruch von Pessina", der nach dem eben Gesagten aber nur an seinem S- und N-Ende gefasst werden kann, bildet die Ostgrenze des westlichen Schollenkomplexes; östlich folgt nun

b) Der östliche Schollenkomplex.

Zu diesem Komplex gehören: 1. der N-Fuss des Monte Nudo, 2. die Berggruppe Monte della Colonna–Monte S. Martino, und 3. die isolierte, der letztgenannten Berggruppe nördlich vorgelagerte Kuppe des Monte Pian Nave.

Der tektonischen Detailbeschreibung sei Folgendes vorausgeschickt:

Aus Profil 4 der Tafel II, das die Verhältnisse am vollständigsten zeigt, ist ersichtlich, dass von N nach S unterschieden werden können:

1. Die *Synklinale* (Sy.) des *Monte Pian Nave*,
2. die *Antiklinale* (Ant.) von *S. Michele*,
3. die *Synklinale* (Sy.) des *Monte S. Martino*.

Diese Faltungen können aber nicht durch das ganze Gebiet verfolgt werden, und zwar hauptsächlich deshalb nicht, weil sich damit N–S gerichtete Querstörungen kombinieren, sodass eine komplizierte Schollentektonik resultiert.

Diese Querstörungen zeigen ähnliche Richtung, wie der schon beschriebene Querbruch von Pessina (Q. v. P.), und zwar können wir, von W nach E unterschieden (vgl. Tafeln I–III):

I. *Querstörung* von *Ligurno* (Qv. I); verläuft zwischen Prof. 8 und 7 und lässt sich nur im Gebiet der Sy. des Pian Nave nachweisen, deren W-Ende sie bedingt.

II. *Querstörung* von *S. Michele* (Qv. II); verläuft zwischen Prof. 7 und 6; auch diese Störung ist nur im Abschnitt der Pian Nave-Sy. erkennbar, deren Bau beidseitig der Störung ein durchaus verschiedener ist.

III. *Querstörung* von *Roggiano* (Qv. III); verläuft zwischen Prof. 1 und 3 und schneidet die Pian Nave-Sy. nach E ab.

Dieser Querbruch lässt sich möglicherweise, wie schon oben (S. 31) angedeutet, nordwärts bis in den nördlichen Sedimentzug verfolgen.

IV. *Querstörung* des *S. Martino* (Qv. IV); verläuft östlich des Gipfels des Monte S. Martino, zwischen Prof. 3 und 2.

V. *Querstörung* von *Pianazza* (Qv. V); verläuft zwischen Prof. 2 und 1.

Die Störungen IV und V reichen nordwärts nicht bis zur Grenze Perm–Grundgebirge; diese letztere zeigt keine Störung.

Durch alle diese Querbrüche lassen sich von W nach E folgende *Schollen* unterscheiden:

zwischen dem Querbruch von Pessina und Bruch I liegt A, die Scholle von Sarigo;
zwischen Bruch I u. II liegt B, die Scholle von P. 786 (SW-Vorsprung des Monte Pian Nave);
zwischen Bruch II u. III liegt C, die Scholle des Monte Pian Nave–Monte della Colonna[1])
zwischen Bruch III u. IV liegt D, die Scholle von S. Martino;
zwischen Bruch IV u. V liegt E, die Scholle von Sasso Cadrega;
östlich von V liegt F, die Scholle von Cassano.

Über den Sinn der längs diesen Störungen ausgelösten Bewegungen gilt Folgendes:

Scholle A liegt relativ am höchsten: ihr Grundgebirge stösst nach W an Lias und Trias des westlichen Schollenkomplexes (Pizzoni di Laveno–Rocca di Caldè), im E an die versenkte Scholle B;
Scholle B erscheint auch gegenüber C bedeutend tiefer eingesunken;
Scholle C liegt ihrerseits tiefer als D;
Scholle D tiefer als E und
Scholle E tiefer als F.

Im Allgemeinen erscheinen also von W nach E zu die Schollen staffelartig versenkt (F–B); nur Scholle A ist gehoben.

[1]) Dadurch, dass die die Scholle B begrenzenden Brüche sich auf die Pian Nave-Synklinale beschränken, hängen im S die Schollen A, B und C zusammen und bilden hier eine Einheit.

Nach diesen Angaben über die Quergliederung des Gebietes sollen nun die oben erwähnten Faltungszonen von W nach E zu weiter verfolgt werden.

Mit dem Aufhören des Lias der Pizzoni di Laveno am Querbruch von Pessina setzt, wie dies aus der Tafel III und Profil 9–8 ersichtlich ist, der nördliche Liaszug zunächst ganz aus, und wir finden zwischen dem Lias des Monte Nudo und den kristallinen Schiefern nur eine relativ schmale Zone steilstehender Triasgesteine. Die Anordnung dieser Trias ist im grossen und ganzen eine normale: auf Rhät und Oberen Dolomit des Monte Nudo folgen nach N die im Sattel von S. Antonio und nördlich desselben ausstreichenden Unteren Dolomite. Nach E zu hängen diese Dolomite direkt zusammen mit denjenigen, welche in Scholle C den Südschenkel der S. Michele-Antiklinale bilden (vgl. z. B. Profil 9 mit 6).

Es erhebt sich nun die Frage, ob im Sattel von S. Antonio, wie es den Anschein hat, nur eine einfache Serie vorliegt, die vom Lias des Monte Nudo nordwärts hinab bis ins Kristallin nördlich unter S. Antonio reicht, oder ob in der Zone von Unterem Dolomit von S. Antonio eine Fortsetzung der früher bis Alpe Cuvignone verfolgten Längsstörung Laveno–Cantevria vorauszusetzen ist. Die Aufschlüsse bei S. Antonio genügen nicht zur eindeutigen Lösung dieser Frage; charakteristische Gesteinshorizonte, welche eine tektonische Verdoppelung im Dolomit erkennen lassen würden, sind nicht vorhanden, ausserdem ist Moränenüberdeckung sehr verbreitet.

Wenn ich zur Ansicht neige, es sei im steilstehenden Unteren Dolomit von S. Antonio eine Fortsetzung der Längsstörung Laveno–Cantevria vorauszusetzen, so stütze ich mich dabei hauptsächlich auf die östlich von S. Antonio beobachteten Verhältnisse.

Direkt südlich und ostnordöstlich S. Antonio lassen sich nämlich Bänder von Gesteinen der Basiszone des Oberen Dolomites feststellen, die nicht in direktem Streichen zu einander liegen, sondern auf eine Verdoppelung hindeuten, wie dies in Profil 8 von mir dargestellt worden ist.

Ausserdem können wir von E, von Cantevria her, eine sehr bedeutende Längsstörung verfolgen bis ESE S. Antonio, welche Lias, Rhät und Oberen Dolomit (im N) gegen Oberen Dolomit der Nudoserie (im S) abschneidet (vgl. tekt. Skizze, Tafel III und Profil 1–8).

Es wäre nun sehr unwahrscheinlich, dass eine so bedeutende Längsstörung, wie die von Cantevria, bei S. Antonio plötzlich aufhören würde; ich halte es für wahrscheinlicher, dass dieser Längsbruch weiterstreicht im Unteren Dolomit von S. Antonio und bei Alpe Cuvignone Anschluss findet an die grosse Störung, welche wir von Laveno her bis dorthin verfolgt haben.

Dieser Auffassung entsprechen die Profile 8, 9 und 10 der Tafel II, welche nun keiner weiteren Erläuterung mehr bedürfen.

Im nächstfolgenden Profil 7 liegen nun wieder ganz andere Verhältnisse vor, denn zwischen Profil 8 und 7 verläuft die Querstörung von Ligurno. Im nördlichen Teil des Profils zeigt der Querschnitt der Scholle B die ganz eng gepresste Synklinale des Monte Pian Nave, an welche sich nach S der ebenfalls schmale und steile, aus Kristallin gebildete Antiklinalkern von S. Michele anschliesst. An diesen folgt nach S die normale Folge des Südschenkels bis in den unteren Lias, an welchen im S längs der Störung von Cantevria–Laveno wieder Oberer Dolomit anstösst, der zur östlichen Fortsetzung der Monte Nudo-Serie gehört.

Zu erwähnen ist noch, dass in der Nähe der Störung von Cantevria, in der nördlichen Lias–Rhät- und Oberen Dolomit-Folge mehrere sekundäre Störungen erkennbar sind, welche südlich und unterhalb Alpe Calorescio zu einer Lostrennung zweier Schollen von steilstehendem Rhät führen, deren eine noch von einem kleinen Liaspaket begleitet wird.

Zwischen Profil 7 und 6 verläuft der Querbruch von San Michele, und es zeigen sich im Profil 6 wieder etwas andere tektonische Züge. Die Antiklinale von S. Michele erscheint mehr als eine knickförmige Flexur mit steilem S-Schenkel; dieser Schenkel umfasst die ganze Serie bis hinauf in den unteren Lias, dann setzen im S der Cantevria-Längsstörung Rhät und Lias der Nudo-Serie ein. Die nördlich S. Michele liegende Synklinale des Pian Nave erscheint ganz ausgeflacht. Von Profil 6 unterscheidet sich Profil 5 einzig dadurch, dass an der Cantevriastörung Lias an Lias stösst; die übrigen Abschnitte zeigen ähnlichen Bau.

Das Profil 4 zeigt ebenfalls einen Grundplan wie 5 und 6; es machen sich aber folgende Abweichungen geltend: Zunächst muss für den Lias nördlich Alpe di Duno Muldenbau angenommen werden, gestützt auf die Verhältnisse, welche wenig weiter nach E zu (am Monte S. Martino, Profil 3) erkannt werden können. Ausserdem wird der Hauptdolomit am N-Hang der Alpe di Duno von einem schiefen Bruch (der SSW–NNE streicht) zerlegt (vgl. auch die tekt. Skizze, Tafel III), welcher Hauptdolomit und Rhät schief durchschneidet.

Zwischen Profil 4 und 3 verläuft die Querstörung von Roggiano und es fehlt infolge der Heraushebung des kristallinen Grundgebirges in Profil 3 eine Fortsetzung der Pian Nave-Synklinale ganz. Dagegen entwickelt sich dann am Monte S. Martino im nördlichen Liaszug eine ausgezeichnet schöne Synklinale, welche nach S zu vom Cantevriabruch abgeschnitten wird. Allein dieser Bruch muss hier, wie die Verhältnisse am SE-Abhang des S. Martino einwandfrei erkennen lassen, seinen Sinn geändert haben: während weiter westlich die Serie südlich des Bruches als die gehobene erscheint, ist hier am S. Martino die Serie nördlich des Bruches die höherliegende.

Trotz dieses Wechsels des Sinnes der Störung liegt aber, nach meinen Beobachtungen, kein Grund vor, die Längsstörung Laveno-Cantevria nicht als eine durchgehende tektonische Linie aufzufassen.

Der Vollständigkeit halber sei noch bemerkt, dass die den Monte S. Martino aufbauende Scholle D von dem auf Tafel I und III eingezeichneten deutlichen SE–NW-Bruch durchsetzt wird, welcher gut erkannt werden kann an seinem S-Ende, das bei ca. 800 m ü. M., südlich des S. Martinogipfels liegt.

Die in Profil 3 dargestellte Scholle des S. Martino wird nach E scharf abgeschnitten durch den fast genau N–S streichenden Querbruch von S. Martino. Diese Querstörung ist durch die, in den Kriegsjahren erstellte Strasse (und andere Bauten), welche von Duno dem E-Abhang des S. Martino entlang nach Mesenzana führt, ausgezeichnet aufgeschlossen worden. Der Lias des S. Martino stösst direkt an Oberen Dolomit und dieser zeigt ausgezeichnete Harnischflächen (Str. N–S, F. 62° W); die Harnischstreifen liegen fast genau in der Fallrichtung, sodass im Wesentlichen eine vertikale Verschiebung stattgefunden hat. Die S. Martino-Querstörung wäre also als eine echte Verwerfung anzusprechen.

Profil 2 zeigt im Prinzip den gleichen Bauplan, es erscheint aber in der Verlängerung der Liassynklinale des S. Martino nur eine Hauptdolomit-Mulde; es ist dies auf die Querstörung von S. Martino zurückzuführen, längs welcher der E-Flügel gehoben worden ist. Südlich der grossen Störung von Cantevria macht sich sodann die Querfalte von Cantevria bemerkbar.

Das letzte Profil endlich, Profil 1, zeigt trotz der kleinen, zwischen Profil 2 und 1 verlaufenden Querstörung von Pianazzo gleichen Bau wie Profil 2, nur erscheint das ganze Schichtbündel gehoben; der Kern der S. Martino-Synklinale wird dementsprechend vom Unteren (anisischen) Dolomit gebildet.

C. Zusammenfassung über den Gebirgsbau.

Wenn wir versuchen aus dieser tektonischen Detailbeschreibung die allgemeinen Leitlinien und namentlich die Entstehungsgeschichte dieses so komplizierten Gebirgsbaus abzuleiten, so ist zunächst ein mannigfaches Ineinandergreifen von Brüchen und Faltungen festzustellen. Relativ einfach liegen die Verhältnisse im Osten (Profil 1–4). Sehr viel komplizierter gestaltet sich der Bau weiter nach Westen zu, und zwar namentlich durch das Auftauchen der Triaszone, die im Profil 6 nördlich Arcumeggia einsetzt und sich bis westlich des Sasso del Ferro (Profil 14) verfolgen lässt. Diese überkippte Triaszone und der südlich anschliessende, gleichfalls überkippte Liaszug Monte Nudo–Sasso del Ferro erscheinen ausserordentlich herausgepresst und deuten darauf hin, dass die Über-

kippung durch einen starken von N wirkenden Druck entstanden sein muss.

Schwer verständlich bleibt dann aber die tief versenkte, steilstehende oder gleichfalls überkippte Liaszone des Monte Ganna (Profil 6 und 7), welche im W ihr Analogon oder, was wahrscheinlicher ist, ihre direkte Fortsetzung hat im Lias der Pizzoni di Laveno (Profil 10–15). Um diese tief in ältern Sedimenten drinsteckende Liaszone zu verstehen, scheint mir die wahrscheinlichste Erklärung die, dass dieser Lias schon *vor* der letzten Faltung, welche zur Überkippung der Monte Nudo–Sasso del Ferro-Serie führte, tief versenkt war. Mit andern Worten: wir kommen zur Vorstellung, dass als *älteste Störung* der *Längsbruch* von *Laveno–Cantevria* anzusehen ist.

Parallel zur Längsstörung von Laveno–Cantevria verlief zirka 6–7 km weiter nördlich ein schmaler, grabenartiger Einbruch; es ist dies die erste Anlage unserer früher besprochenen nördlichen Sedimentzone.

Die Entstehung dieser Längsbrüche hätten wir wohl in den Beginn der tertiären Alpenfaltung zu verlegen. Man könnte diese Bruchbildung in Zusammenhang bringen mit der von E. Argand in seiner Abhandlung: „Sur l'Arc des Alpes Occidentales" auf Planche 3, Fig. 12, dargestellten „Phase d'affaissement adriatique"[1]). Später, während der „Phase insubrienne" Argands machten sich nun gewaltige Pressungen von N her geltend; sie führten schrittweise zu Faltungs- und Rückfaltungserscheinungen, ausserdem aber zu einer Schiefstellung und Überkippung der Bruchfläche der Störung von Laveno–Cantevria, wie dies besonders deutlich in den Profilen 11–17 der Tafel II zum Ausdruck kommt.

Diese Pressungen haben auch den nördlichen Sedimentzug sehr stark in Mitleidenschaft gezogen und zu Verquetschungen, ja sogar zur vollständigen Überstellung einzelner Schichtpakete geführt, wie dies Harloff nachgewiesen hat. Die jungtertiäre und quartäre Abtragung hat dann schliesslich das heutige Bild erzeugt.

Die auf den alpinen Druck zurückzuführenden Pressungen (insubrische Phase) aber haben nicht bloss zu Faltungen geführt, sondern gleichzeitig sind auch die zahlreichen, früher beschriebenen Querstörungen aufgerissen. Nur bei ungefährer Gleichzeitigkeit von Faltung und Querbruchbildung verstehen wir den verschiedenen Baustil, den ein und dieselbe Falte oder Mulde in den einzelnen Teilstücken aufweist.

Die zahlreichen Querbrüche aber haben wir, nach Ansicht von Prof. Buxtorf und mir, wohl aufzufassen als Begleiterscheinungen zu einer NNE–SSW gerichteten, gewaltigen, bruchartigen Störung, welche wir im Becken des Lago Maggiore,

[1]) E. Argand: Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. XIV, No. 1, S. 245, 1916.

vermuten müssen, etwa vom Seegebiet von Luino (im N) bis gegen Arona (im S). Längs dieser Störung erfolgte eine Heraushebung des das heutige Westufer bildenden kristallinen Gebirges, bezw. eine tiefe Versenkung des Ostufergebietes, dessen Sedimente nach Westen zu keine Fortsetzung haben.

Als Begleitstörung zu diesem grossen „Lago Maggiore-Bruch" wären auch die Brüche aufzufassen, welche das früher beschriebene, so merkwürdige Permvorkommen der Punta d'Arolo nach Osten begrenzen.

Die Erosion, welche in der Folge die Furche des Lago Maggiore aushob, folgte also, zum mindesten im Abschnitt Luino–Arona, einem tektonischen Bruch von ganz gewaltiger Sprunghöhe.

Literaturverzeichnis.

Es sind *nur* die Arbeiten angeführt, welche von *direktem* Interesse für die Geologie unseres Gebietes sind.

1. Escher, B. G.: Über die prätriassische Faltung in den Westalpen (mit Anhang über das Carbon von Manno). Diss. Zürich. Amsterdam, 1911.

2. — Vorläufige Mitteilung über die Geologie und Petrographie der S. Salvatore-Halbinsel bei Lugano. Ecl. geol. Helv., vol. 11, 1913.

3. Frauenfelder, A.: Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helv., vol. 14, Heft 2, 1916.

4. Harada, T.: Das Luganer Eruptivgebiet. N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1883.

5. Harloff, Ch. E. A.: The Geology of the Porphyrydistrict of Lugano between Ponte Tresa and Luino. Leidsche geol. mededeelingen, Deel II, aflevering 3; Leiden, 1927.

6. Heim, Alb.: Ein Profil am Südrand der Alpen; der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Vierteljahresschrift Natf. Ges. Zürich. Bd. 51, 1906.

7. — Geologie der Schweiz II. 3. Hauptteil, Abschn. H. Die Südalpen der Schweiz. Leipzig, 1921.

8. Kaech, M.: Geologisch-petrographische Untersuchungen des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia. Ecl. geol. Helv., vol. 8, 1903.

9. Kelterborn, P.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone, Tessin. Verh. d. Natf. Ges. in Basel. Bd. 34, 1923.

10. Kuenen, Ph. H.: The Porphyrydistrict of Lugano West of the Valganna. Leiden, 1925.

11. Leuzinger, P.: Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee-Valcuvia. Ecl. geol. Helv., vol. 20 No. 1, 1926.

12. Maggi, L.: Intorno ai depositi lacustro-glaciale ed in particolare di quelli della Valcuvia. Mem. d. R. Ist. lomb. di sc. e lett., vol. 31, 1870.

13. — Di una abitazione lacustre in Valcuvia. Rend. R. Ist. lomb. 1870.

14. Mariani, E.: Su alcuni fossili del Trias medio dei intorni di Porto Valtravaglia e sulla fauna della dolomia del. M. S. Salvatore presso Lugano. Atti d. soc. ital. di sc. nat., vol. 40, 1901.

15. — Appunti geologici sul secundario della Lombardia occidentale. Atti d. soc. ital. di sc. nat., vol. 43, 1904.

16. Negri, Spreafico et Stoppani: Geologische Karte der Schweiz. 1 : 100,000. (Dufourkarte, Bl. XXIV, 1876.)

17. Parona, C. F.: Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laveno. Boll. soc. geol. ital., vol. 9, 1890.

18. Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3, S. 814, Leipzig, 1909.

19. Renz, C.: Vergleiche zwischen dem südschweizerischen, apenninischen und westgriechischen Jura. 1923. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XXXIV.

20. — Zur Geologie der Umgebung von Lecco in Oberitalien. 1925. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XXXVI.

21. — Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. 1927. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XXXVIII.

22. — Die Entwicklung der Juraformation im adriatisch-ionischen Faciesgebiet von Hellas und Albanien. 1927. Extrait Académie d'Athènes 2. 1927. p. 270.

23. — Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso (Kanton Tessin). 1920. Ecl. geol. Helv., Bd. 15, No. 5, S. 523—584.

24. Senn, A.: Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. Ecl. geol. Helv., vol. 18, No. 4, 1924.

25. Sitter, L. U. de: Les Porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. Leiden, 1925.

26. Taramelli, T.: Il Cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 1. Folge, vol. 17, 1880.

27. — I tre laghi. Milano, 1903.

28. — Alcune altre osservazione stratigrafiche sulla Valtravaglia. Rend. R. Ist. lomb., vol. 38, 1905.

29. Zurkirch, J.: Die Südalpen zwischen Langensee und Valganna. Manuskript, aufbewahrt im geol.-pal. Institut der Universität Basel. 1913.

Manuskript eingegangen am 3. Januar 1929.

Curriculum vitae.

Der Verfasser dieser Dissertation, JACQUES VAN HOUTEN, wurde geboren am 25. Januar 1903 in Stad-Almelo (Provincie Overijssel), Niederlande, als Sohn des Kaufmannes Josephus Jacobus Carolus van Houten und der Johanna Adriana Hillen. Nachdem seine Eltern im Frühjahr 1909 nach Hengelo übergesiedelt waren, besuchte er daselbst die Primarschule und das Gymnasium und bestand an diesem im Juni 1922 das Maturitätsexamen. Wintersemester 1922/23 und Sommersemester 1923 verbrachte er an der Westfälischen Wilhelms-Universität zu Münster i./W. und studierte allgemein Naturwissenschaften, als Vorbereitung für das spätere Spezialstudium in Geologie. Vom Wintersemester 1923/24 an war er an der Universität Basel immatrikuliert und widmete sich unter der Leitung von Prof. Dr. A. Buxtorf speziell geologischen Studien, unter anderm auch der Ausarbeitung der vorliegenden Dissertation. Während seiner Studienzeit besuchte er die Vorlesungen und Übungen folgender Herren:

in *Münster:* Wegner, Busz, Ley, Schmidt, Mecking, Feuerborn;

in *Basel:* A. Buxtorf, M. Reinhard, H. Preiswerk, Fr. Fichter, F. Zschokke, W. Hotz, F. E. Weiss;

welchen er an dieser Stelle seinen aufrichtigen Dank aussprechen möchte.

Basel, den 17. November 1927.